

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Пермский государственный аграрно-технологический университет
имени академика Д.Н. Прянишникова»

М.Н. Власов

ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ

Учебное пособие

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Пермский государственный аграрно-технологический университет
имени академика Д.Н. Прянишникова»

М.Н. Власов

ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ

Учебное пособие

Пермь
ИИЦ «Прокрость»
2024

УДК 631.48
ББК 40.311
В-581

Рецензенты:

М.А. Алёшин, доктор биологических наук, доцент, заведующий кафедрой Физической географии и ландшафтной экологии (ФГАОУ ВО ПГНИУ);

Э.Г. Кучукбаев, кандидат сельскохозяйственных наук, доцент кафедры агробиотехнологий (ФГБОУ ВО Пермский ГАТУ).

В 581 Власов, М.Н.

Почвообразующие породы : учебное пособие / М.Н. Власов; Министерство науки и высшего образования Российской Федерации, федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Пермский государственный аграрно-технологический университет имени академика Д.Н. Прянишникова». – Пермь : ИПЦ «Прокрость», 2024. – 92 с. : ил. ; 29 см. – Библиогр. : с. 92. – 30 экз. – ISBN 978-5-94279-644-0. – Текст : непосредственный.

В учебном пособии рассмотрены генезис и свойства четвертичных отложений и почвообразующих пород, а также указана их роль в генезисе почв и их свойствах. Описано формирование почв на почвообразующих породах на европейской территории России, Пермского края и г. Пермь. Учебное пособие помогает обучающимся систематизировать знания по ключевым свойствам и классификации почвообразующих пород.

Учебное пособие предназначено для обучающихся высших учебных заведений очной и заочной форм обучения по направлениям подготовки 06.03.02 Почвоведение, 35.03.03 Агрохимия и агропочвоведение, 06.03.01 Биология, 05.03.06 Экология и природопользование, 21.03.02 Землеустройство и кадастры. Пособие соответствует отдельным темам рабочих программ дисциплин «Геология», «Геология с основами геоморфологии», «Геология и почвоведение», «Почвоведение и инженерная геология».

УДК 631.48
ББК 40.311

Утверждено в качестве учебного пособия Методическим советом ФГБОУ ВО Пермский ГАТУ (протокол № 2 от «05» декабря 2024 г.).

Учебное издание

Власов Михаил Николаевич

ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ

Учебное пособие

Подписано в печать 09.12.2024. Формат 60x84 ¹/₈.

Усл. печ. л. 11,5. Тираж 30 экз. Заказ № 86

ИПЦ «Прокрость»

Пермского государственного аграрно-технологического университета
имени академика Д.Н. Прянишникова

614990, Россия, Пермский край, г. Пермь, ул. Петропавловская, д. 23,
тел. +7 (342) 217-95-42

ISBN 978-5-94279-644-0

© ИПЦ «Прокрость», 2024

© Власов М.Н., 2024

Содержание

Введение	4
1. Классификация четвертичных отложений и почвообразующих пород	7
Вопросы для самоконтроля.....	13
2. Диагностические признаки четвертичных отложений и почвообразующих пород	14
Вопросы для самоконтроля.....	17
3. Генетические типы четвертичных отложений и почвообразующих пород.....	18
Типы элювия.....	18
Элювий магматических пород	19
Элювий песчаника.....	23
Элювий карбонатных пород.....	24
Элювий коренных глин.....	29
Коллювий.....	30
Делювий.....	32
Аллювий.....	35
Проллювий.....	38
Лимний.....	40
Морена.....	41
Флювиогляциальные отложения.....	47
Лимногляциальные отложения.....	50
Эоловые отложения.....	51
Палюстринные (органогенные) отложения.....	56
Смешанные отложения.....	58
Отложения проблематического генезиса.....	59
Морские отложения.....	63
Антропогенные (техногенные) отложения.....	64
Вопросы для самоконтроля.....	67
4. Почвообразующие породы Пермского края и города Перми.....	73
Вопросы для самоконтроля.....	89
Заключение.....	91
Библиографический список.....	92

ВВЕДЕНИЕ

Учебное пособие «Почвообразующие породы» предназначено для обучающихся высших учебных заведений, изучающих дисциплины «Геология», «Геология с основами геоморфологии», «Геология и почвоведение», «Почвоведение и инженерная геология» по направлениям подготовки 06.03.02 Почвоведение, 35.03.03 Агрохимия и агропочвоведение, 06.03.01 Биология, 05.03.06 Экология и природопользование, 21.03.02 Землеустройство и кадастры. Необходимость изучения дисциплин «Геология», «Геология с основами геоморфологии», «Геология и почвоведение», «Почвоведение и инженерная геология» связана с формированием компетенций, предусмотренных ФГОС ВО по направлениям подготовки 06.03.02 Почвоведение, 35.03.03 Агрохимия и агропочвоведение, 06.03.01 Биология, 05.03.06 Экология и природопользование, 21.03.02 Землеустройство и кадастры.

Цель изучения дисциплин: формирование современных знаний и навыков по общей геологии и почвоведению. Отдельные темы дисциплин рассматривают классификацию, генезис, распространение, состав, свойства и диагностику почвообразующих пород, а также их роль в формировании почв. Освоение дисциплин позволит сформировать и систематизировать знания о многообразии почвообразующих пород и их связи с почвами.

Задачи, решаемые при освоении тем дисциплин, раскрывающих значение почвообразующих пород, заключаются в изучении их генезиса, эволюции, распространения, минералогического, петрографического, гранулометрического составов и свойств. Важной задачей также является выработка понимания связей между почвообразующими породами и формирующимися на них почвами с их свойствами и разным плодородием.

Самый молодой период в истории нашей планеты – четвертичный. Данный период не завершён и длится сейчас. Поверхность Земли за это время сильно изменилась. Произошло накопление пород, получивших название – четвертичных. Процессами, ведущими к накоплению отложений в четвертичном периоде, являются: материковые оледенения и таяние ледников, наступление и отступление морей, выветривание древних коренных пород и переотложение продуктов их разрушения склоновыми процессами, водой, ветром и живыми организмами. Данные процессы создали соответствующие четвертичные отложения: ледниковые, морские, элювиальные, коллювиальные, аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, эоловые, и органогенные. Накопление отложений привело к формированию осадочного чехла разной мощности, что нашло отражение в современном рельефе. Значение четвертичных отложений велико: на них формируются почвы, в

их толще находятся подземные воды, они содержат полезные ископаемые, агроруды и россыпи драгоценных металлов. Четвертичные отложения являются основанием для возведения домов, промышленных сооружений и дорог. Поэтому изучение четвертичных отложений и почвообразующих пород, а также их влияние на развивающиеся на них почвы достаточно актуально.

Верхняя толща четвертичных отложений выступает в роли почвообразующих пород. В почвоведении почвообразующей породой (С) называют те отложения, которые залегают на поверхности земной коры, и на которых формируется почва. Горная порода как рыхлая, так и плотная становится почвообразующей с момента начала воздействия на неё факторов почвообразования, т. е. под влиянием первичного почвообразовательного процесса. Этот момент является стартовым состоянием будущей почвы. Чем интенсивнее воздействуют на горную породу биоклиматические факторы, тем сильнее и глубже последняя захватывается почвообразованием. Молодые по возрасту почвы сильно похожи по строению и свойствам на почвообразующие породы. В зрелых почвах процессы почвообразования и выветривания гораздо сильнее успели трансформировать почвообразующий субстрат, поэтому эти почвы кардинально отличаются от исходных почвообразующих пород (Самойлова, 1983, 1991). В Полевом определителе почв России (2008), рыхлой почвообразующей породой называют ту породу, которая затронута почвообразованием в степени, недостаточной для её идентификации как диагностический горизонт почвы. Последняя имеет генетические признаки.

Почвообразующие породы состоят из смеси минералов, аморфных веществ и органических остатков. Набор минералов и других веществ, доставшихся почвам в наследство, определяет их гранулометрический, минералогический и химический состав. От характера почвообразующих пород зависит мощность и строение профиля почв их сложение, тепловые и водно-физические свойства, а следовательно, и их плодородие. Знание свойств, состава почвообразующих пород и их влияния на почвообразование важно как для понимания самих процессов, протекающих в почве, так и влияния их на химический, минералогический состав самой почвы (Самойлова, 1983, 1991).

Граница между почвой и почвообразующей породой не всегда является ясной. Граница заметна, если почва формируется на плотных почвообразующих осадочных горных породах или на элювии магматических и метаморфических пород. Здесь нижней границей почвы будет линия между преобразованной климатом и организмами породой и её монолитной ча-

стью, слабо или не затронутой почвообразованием. Труднее определить границу, если почва образуется на рыхлых породах и корках выветривания. В этом случае организмы воздействуют как на почву до глубины их обитания, так и на породу до глубины просачивания атмосферных осадков, несущих растворённые продукты их жизнедеятельности. Поэтому свойства нижних горизонтов почвы при переходе в породу изменяются постепенно. Ниже почвообразующей породы может находиться подстилающая порода (D), отличающаяся в литологическом плане. Подстилающая порода может залегать сразу под почвой, если вся толща почвообразующей породы вовлечена в почвообразование (Самойлова, 1983, 1991).

Нижней границей автоморфных суглинистых почв считают ту глубину, где заканчивается иллювиальное накопление веществ, образовавшихся в результате почвообразования. В лесной зоне нижняя граница у подзолистых почв начинается в месте затухания аккумуляции полуторных оксидов. Хотя ниже этой границы кислые почвенные растворы также могут воздействовать на толщу пород и изменять их. На севере чернозёмной зоны лесостепи нижней границей почв служит иллювиальный горизонт карбонатов. В более южных районах лесостепи такой границей является область накопления гипса. На юге сухой степи и в пустыне нижней границей почв будет глубина накопления легкорастворимых солей (Чижиков, 1969).

Учебное пособие содержит 4 раздела, заключение и перечень литературы. Пособие сопровождается рисунками и таблицами для быстрого усвоения материала. Теоретический материал сопровождается вопросами и заданиями для закрепления знаний. Пособие составлено на основе информации монографий, научных статей, учебных пособий и практикумов, которые представлены в библиографическом списке.

1. КЛАССИФИКАЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД

Отсутствие изданий о диагностических признаках и классификации почвообразующих пород, характеристик их генезиса и признаков приводит к пестроте в их названиях, снижает информативность и затрудняет сравнительный анализ. Карты четвертичных отложений показывают возраст генетических типов пород, но не дают представления об их литологии и не описывают верхнюю часть пород, подвергнутую гипергенному и педогенному преобразованию (Симакова, 2007). Карта почвообразующих пород на всю территорию России отсутствует. Чижиковым П. Н. в 1969 году подготовлена карта почвообразующих пород масштаба 1 : 4 000 000 для Европейской части СССР (рисунок 1). Данная карта показывает отложения, являющиеся почвообразующими породами мощностью от 0 до 2 - 3 метров. В пояснительном тексте к карте (Чижиков, 1969) описаны признаки почвообразующих пород, диагностирующие их генетический тип, вещественный состав и особенности образования на них почв. В пояснительном тексте описаны: геоморфологические условия залегания отложений и плотных пород, окраска, строение, слоистость, мощность, сложение, структура, петрографо-минералогический, химический, гранулометрический составы. Также приводится описание генетических типов отложений.

Многие свойства почв зависят от генезиса почвообразующих пород, поэтому важно выделять их генетические типы.

Генетический тип отложения – это совокупность накоплений горных пород, возникших в ходе определённого процесса, и имеющих закономерный состав и строение. Генетические типы отложений формируются благодаря работе сил гравитации, воды, ветра, льда и организмов. Генетический тип отложений может включать осадки разной литологии, меняющейся в пределах толщи, обусловленной динамикой накопления, составом, текстурой и структурой, неодинаково влияющих на почвообразование. Но механизм происхождения генетического типа отложений всегда один. Схожие отложения по своему происхождению также могут относиться к разным генетическим типам. Например, пески могут быть аллювиальными, пролювиальными и флювиогляциальными, а суглинки делювиальными, пролювиальными и флювиогляциальными.

Простые генетические типы отложений образуются в результате работы одного процесса (гравитационное обрушение склонов, склоновый смыл дождевыми и тальными водами, работа рек, деятельность льда, ветра).

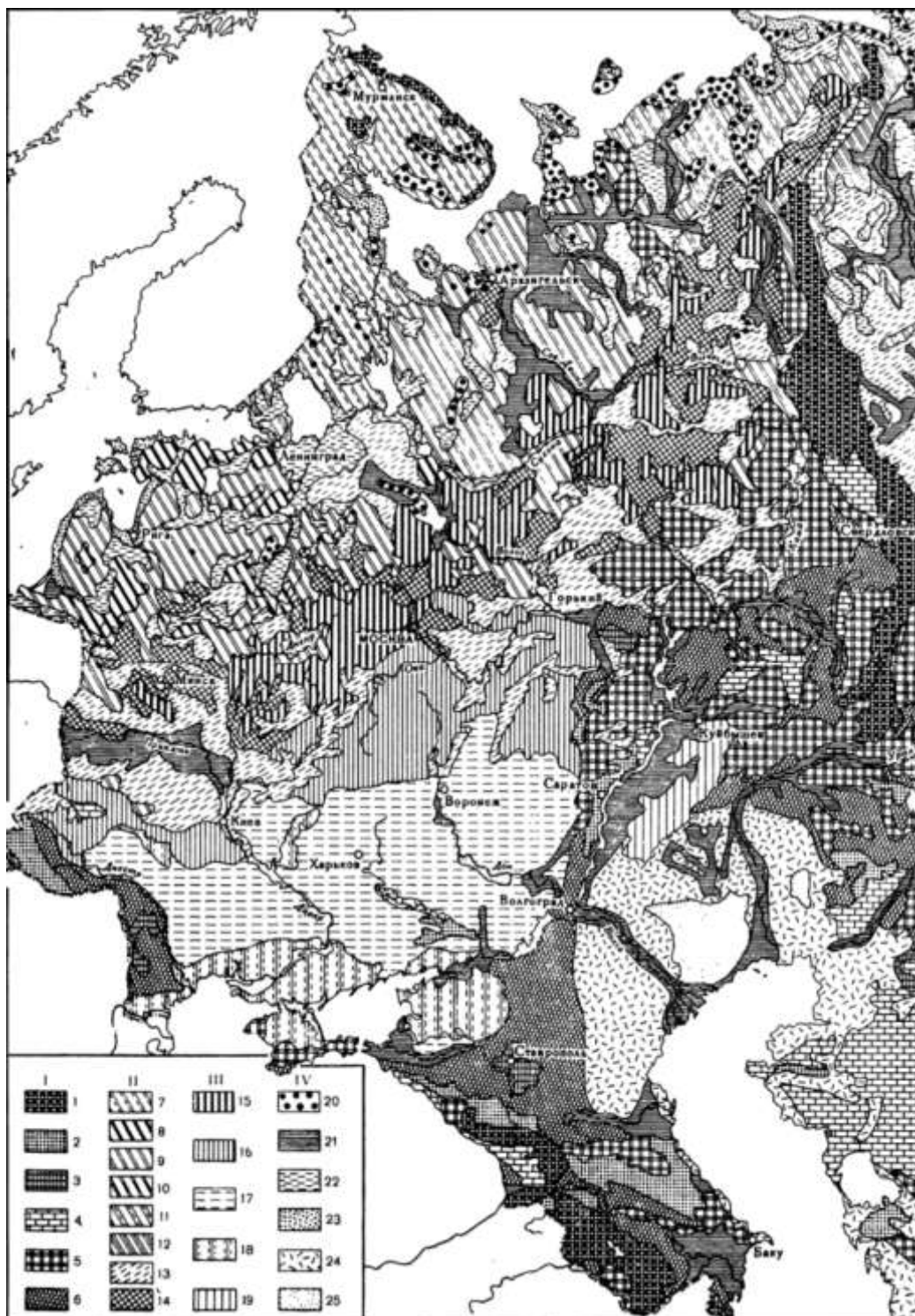


Рисунок 1. Карта почвообразующих пород европейской части СССР (Чижиков, 1968). Продукты выветривания коренных пород (I): 1 – элювий магматических пород, 2 – элювий песчаников и песчанистых сланцев, 3 – элювий глин и глинистых сланцев, 4 – элювий карбонатных пород, 5 – элюво-делювий коренных пород, 6 – делювий коренных пород. Ледниковые отложения (II): 7 – карело-кольская морена, 8 – карбонатная морена, 9 – смешанная морена, 10 – конечная морена, 11 – новоземельская морена, 12 – уральская морена, 13 – флювиогляциальные отложения, 14 – двучленные отложения. Лёссовидные отложения (III): 15 – покровные суглинки, 16 – слабокарбонатные лёссовидные суглинки, 17 – лёсс и карбонатные лёссовидные суглинки, 18 – высококарбонатные лёссовидные суглинки, 19 – сыртовые глины. Прочие отложения (IV): 20 – органогенные, 21 – аллювиальные, 22 – озерные, 23 – морские на севере, 24 – морские на юге, 25 – золотые.

Сложные (смешанные) генетические типы отложений формируются при деятельности двух и более процессов (гравитационное перемещение материала и склоновый смыв, работа рек и склоновый смыв, солифлюкция и склоновый смыв). К простым генетическим типам отложений относятся: коллювий, делювий, пролювий, аллювий, морена, эоловые отложения и т. д., а к сложным – делювиально-коллювиальные, делювиально-аллювиальные, делювиально-солифлюкционные и другие. Некоторые генетические типы отложений пространственно связаны с определённым элементом рельефа.

Почвообразующие породы, согласно карте П.Н. Чижикова (1968), имеют особенности в своём распространении (рисунок 1). На побережье Белого, Баренцева, Балтийского, Северного и других морей образовались морские отложения. На Карельском перешейке и Кольском полуострове на обнажённой ледником поверхности, сформировался грубый каменистый элювий магматических пород. Из принесённого ледником материала в этих же районах, а также в Архангельской и Вологодской областях образовались моренные отложения. На северо-западе Архангельской и Вологодской областей также встречаются озерно-ледниковые отложения. Южнее морен сформировались флювиогляциальные отложения и древний аллювий. Южный склон Русской равнины покрывают покровные, лёссовидные суглинки и лёссы. В поймах рек залегает современный аллювий и палюстринные отложения. В горах Урала и Кавказа встречается элювий магматических пород. Элювий песчаников и коренных глин встречается между р. Волгой и Уральскими горами. Элювий песчаников и сланцев присутствуют в горах Кавказа, Крыма и Карпат. Элювий карбонатных пород сформирован в Предуралье, на Приволжской возвышенности, на Кавказе, Урале, и в Крыму. Делювий коренных пород развит в Приуралье, на подгорных равнинах Южного Урала и Кавказа, на Приволжской возвышенности. В Прикаспийской низменности распространены морские отложения, а также переветываемые пески, представленные эоловыми отложениями. Закономерности распространения почвообразующих пород проявляются в характере распространения типов почв.

Наибольшим признанием пользуется классификация генетических типов континентальных отложений Е. В. Шанцера (1966, 1980). С учётом дополнений (Самойлова, 1983, 1991; Симакова, 2007; Полевой определитель почв, 2008; Хитров, 2022) выделяют четвертичные отложения, почвообразующие породы и субстраты: **рыхлые** осадочные молодые четвертичные и **плотные** коренные древние дочетвертичные осадочные и массивно-кристаллические магматические (интрузивные и эффузивные) и метаморфические (табл. 1).

Таблица 1

Классификация четвертичных отложений (Шанцер, 1966, 1980), почвообразующих пород и субстратов

Класс	Ряд	Группа	Подгруппа	Генетический тип и индекс	Почвообразующие породы
Коры выветривания	элювиальный	элювиальная (элювий)		климато- и литогенные типы элювия (el)	<p>плотные (R):</p> <ul style="list-style-type: none"> - элювий магматических пород: кислых, средних, основных и ультраосновных; - элювий метаморфических пород: кислых, средних и основных; - элювий метаморфических карбонатных пород; - элювий шунгитов и углистых сланцев; - элювий глинистых и других сланцев; - элювий осадочных пород: известняков, доломитов (RCA), мела, мергеля, гипса (RCS), аргиллитов, алевролитов, песчаников, опок, конгломератов, древняя пестроцветная кора выветривания плотных пород и другие. <p>Плотная подстилающая порода (RD).</p>
Осадочные отложения	склоновый	гравитационная коллювий (cl)	коллювий обрушения	обвальные и осыпные накопления (gr)	рыхлые (C): каменные отложения: валунные, глыбовые, галечниковые, щебнистые, гравийные, дресвяные; пески, алевролиты, глины.
			коллювий оползания	оползневые накопления деляпсий (dp) солифлюкционные накопления дефлюксий (df), солифлюксий (s)	
		делювиальная (коллювий смывания)		делювий (dl)	

Продолжение таблицы 1

Класс	Ряд	Группа	Подгруппа	Генетический тип и индекс	Почвообразующие породы
Осадочные отложения	водный	русловых водных потоков (флювиальная)		аллювий (al)	рыхлые (С): аллювиальные слоистые (С [~]); древнеаллювиальные.
				пролювий (pl)	рыхлые (С): пролювиальные слоистые (С ^{^^}),
		озёрная (лимническая)		озёрные отложения лимний (l)	рыхлые (С): аллювиальные озёрные; древнеозёрные.
	ледниковый (гляциальный)	собственно ледниковая (ортогляциальная)		морена (gl)	рыхлые (С): морена бескарбонатная, карбонатная
		водно-ледниковая (парагляциальная)	ледниково- речная (флювио- гляциальная)	флювиогляциальные отложения (fgl) внутриледниковые интрагляциальные, приледниковые (перигляциальные)	рыхлые (С): флювиогляциальные (водно- ледниковые)
				ледниково- озёрная (лимно- гляциальная)	ледниково-озёрные отложения лимногляциальные (lgl)
	ветровой (эоловый)	Переветренных отложений (перфляционная)		эоловые пески переветренные (ae-s)	рыхлые (С): эоловые слоистые отложения (С ^{'''})
		Наветренных отложений (суперфляционная)		эоловые лёссы наветренные (ae-ls)	рыхлые (С): лёссы
	субаэрально- фитогенный	автохтонных торфяников		торфяники верховые и низинные палюстринные отложения (h)	рыхлые (С): органогенные

Окончание таблицы 1

Класс	Ряд	Группа	Подгруппа	Генетический тип и индекс	Почвообразующие породы
Осадочные отложения	смешанные отложения			элювиально-делювиальные (eldl) делювиально-солифлюкционные (dls) делювиально-пролювиальные (dlpl) делювиально-аллювиальные (dlal) пролювиально-аллювиальные (plal) озёрно-аллювиальные (lal)	рыхлые (С): элювиально-делювиальные делювиально-солифлюкционные делювиально-пролювиальные делювиально-аллювиальные пролювиально-аллювиальные озёрно-аллювиальные и другие.
	отложения проблематического генезиса (pr)				рыхлые (С): покровные пылеватые; покровные лёссовидные.
	морские отложения (m)				рыхлые (С): морские глины, дочетвертичные засоленные глины; дочетвертичные карбонатные засоленные глины.
	антропогенный	антропогенные (а) (или техногенные(t)) отложения			рыхлые (С): техногенные субстраты: насыпные и намывные грунты.

В «Классификации почв России» (2004) по генетическому типу почвообразующих пород выделяют **разряды** почв на: лессовидных суглинках, моренных, флювиогляциальных, аллювиальных, озёрных, морских, эоловых, вулканических, органогенных отложениях, а также на элювии, делювии и пролювии.

Состав и строение отложений определённого генетического типа зависит от коренных пород, дающих начало рыхлым отложениям, и от биоклиматических условий, определяющих характер остаточных и новообразованных продуктов выветривания.

Задание 1. Знакомство с картой почвообразующих пород для Европейской части СССР масштаба 1 : 4 000 000 (Чижигов П. Н., 1969) и пояснительным текстом (запиской) к ней.

Оборудование и материалы. Карта почвообразующих пород для Европейской части СССР масштаба 1 : 4 000 000 (Чижигов П. Н., 1969); Пояснительный текст к карте почвообразующих пород Европейской части СССР (Чижигов П.Н.,1969).

Содержание работы. Ознакомиться с пояснительным текстом, составленным к карте почвообразующих пород для Европейской части СССР масштаба 1 : 4 000 000 (Чижигов П. Н., 1969). Провести анализ легенды карты.

Вопросы для самоконтроля

1. Что показывает карта почвообразующих пород и какую информацию отражает сопроводительный пояснительный текст (записка)?
2. Дайте определение термину генетический тип отложения.
3. Что подразумевают под простыми генетическими типами отложений?
4. Что означают сложные генетические типы отложений? Перечислите примеры.
5. Перечислите особенности распространения почвообразующих пород на карте П.Н. Чижигова (1969).

Какие типы генетических отложений присутствуют в классификации Е.В. Шанцера (1966) и как они соотносятся с почвообразующими породами?

2. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД

Геоморфологическое положение позволяет в полевых условиях установить генетический тип четвертичных отложений и образованных на них почвообразующих пород. Эрозионная или аккумулятивная деятельность геологических агентов (ледника, воды, ветра и др.) способствует перераспределению продуктов выветривания коренных пород по конкретным формам рельефа с формированием на них соответствующих генетических типов отложений.

Окраска четвертичных отложений и почвообразующих пород даёт первичное представление об их минералогическом составе. Первичная окраска пород, определяемая минералогическим составом, может смениться на вторичную в результате химических изменений, протекающих при почвообразовании.

Окраска почвообразующих пород зависит от наложения процесса почвообразования. Чем больше почвообразование изменило состав почвообразующих пород по сравнению с исходной породой, тем меньше в них одинаковых оттенков. Почвообразующая порода часто испытывает влияние климатических условий, которые определяют её окраску. Так, серый цвет отложений характерен для области гумидного климата.

С севера на юг России у почвообразующих пород окраска меняется с красно-, жёлто-бурой на жёлтую, желто-палевую. Смена тонов в этом направлении указывает о нарастании выветривания и почвообразования (Чижиков, 1969). Известно, что красные и желтые тона связаны с присутствием оксидов железа. Поступающие из верхних горизонтов почвы органические вещества, реагируя с оксидами образуют бурые органоминеральные соединения. В засушливом климате, ниже гумусового горизонта, бурые оттенки резко исчезают. В южной тайге бурые оттенки начинают затухать на глубине двух метров и более. Как правило более дисперсные и плотные породы во влажном состоянии имеют более темную и яркую окраску.

Строение почвообразующей породы определяет её генетический тип. В строении почвообразующей породы отмечают его общий облик и литологические особенности. Однородное строение типично лёссам. Часто в пределах толщи выделяют несколько слоёв с разной литологией. Неоднородность связана с фаціальными изменениями в пределах данного типа отложений, либо с наслоением разных генетических типов пород. Например, в толще ледниковых отложений. Неоднородность почвообразующей породы влияет на почвообразование. В почвоведении отложения, состоящие из

нескольких слоев, захваченных почвообразованием, называют двучленными, трехчленными и т.д. Строение их профиля влияет на водный и воздушный режим и ведёт к образованию серии разных почв гидроморфного ряда. Неоднородность породы незначительно сказывается на облике почв, но отражается на их плодородии (Чижиков, 1969).

Слоистость породы указывает на её генетический тип. Процессы почвообразования в верхней толще породы затушёвывают слоистость. Слоистость заметна, когда имеются различия в литологии между слоями. Например, когда супесь сменяется суглинком. Так, слоистость характерна для аллювия и делювия. На севере России у почв с однородным гранулометрическим составом заметна слоеватость. Слоеватость – это вторичное явление, возникающее в результате существования в прошлом в толще породы прослоек замерзающей воды.

Мощность почвообразующей породы соответствует толщине, слабо захваченной почвообразованием. Верхняя граница почвообразующей породы определяется по нижней границе почвы. Труднее определить мощность почвообразующей породы, профиль которой состоит из нескольких литологически разных слоев, или она имеет грубый состав, например, у слоистых песков. Мощность четвертичных отложений варьирует как правило от 1 до 100 метров.

Сложение почвообразующих пород подразделяется на рыхлое, связанное и плотное, и не может быть сопоставлено с плотностью коренных пород твёрдых и слитых. Четвертичные отложения тяжелого глинистого гранулометрического состава в сухом состоянии плотные, а во влажном могут быть мягкими. Суглинистые и супесчаные породы относят к связным, а пески к рыхлым породам.

Структура почвообразующей породы (способность распадаться на отдельные части) является вторичным образованием, и в контексте почвоведения, возникает в породе под влиянием на неё процессов выветривания и почвообразования. Структура почвообразующей породы формируется у самой поверхности, и следовательно, может служить признаком при различных реконструкциях геологического прошлого, а также при решении вопросов палеогеографии (Чижиков, 1969).

Петрографо-минералогический состав почвообразующей породы является важным признаком вещественного состава, так как он передается почве от породы в наследство. Сведения о петрографо-минералогическом составе позволяют получить представление о том, как образовались те или иные типы отложений. Важно знать содержание в почвообразующей породе

де таких главнейших породообразующих минералов, как кварц и полевые шпаты.

Химический состав пород имеет большое значение при диагностике и характеристике различных литологических видов. Коренные породы подразделяются по содержанию окиси кремния на группы: 1) ультракислые – с содержанием более 75%, 2) кислые – от 65 до 75%, 3) средние – от 52 до 65%, 4) основные – от 40 до 52%. Такое же подразделение можно принять и для некоторых типов четвертичных отложений Русской равнины. Принадлежность почвообразующей породы к той или иной группе является важным условием при изучении почв. С ростом концентрации кремния в почвообразующей породе происходит её обеднение другими химическими элементами, которые играют особую роль в почвах разных почвенных зон. Например, в таёжно-лесной зоне – это щелочноземельные катионы.

Гранулометрический состав указывает на принадлежность породы к тому или иному генетическому типу отложений. Так ледниковым, эоловым, аллювиальным и другим отложениям характерны закономерности количественного соотношения частиц разной крупности.

В виду образования четвертичных отложений на суше их гранулометрический состав на близких расстояниях может меняться.

При отсутствии химических анализов гранулометрический состав позволяет косвенно судить о химическом составе породы. Так, по мере перехода от песчаных пород к глинистым снижается содержание кремния и растёт содержание железа и алюминия.

Гранулометрический состав определяет физические свойства породы, которые передаются почве в наследство – сложение, влагоемкость, водопроницаемость, водоподъёмная способность, воздушный режим. Гранулометрический состава породы влияет на накопление органического вещества в почве, содержание питательных элементов, важных для почвенного плодородия и их распределение по почвенному профилю.

Гранулометрический состав почвообразующей породы под влиянием выветривания приобретает вторичные изменения. Возрастает содержание тонкодисперсных частиц и происходит их характерное распределение по профилю. Гранулометрический состав на одной глубине становится более легким, на другой – более тяжелым (Чижиков, 1969).

Новообразования в почвообразующей породе возникают в результате почвообразовательных процессов и имеют вторичное происхождение. Так, В. В. Докучаев указал, что накопление карбонатов в виде журавчиков, лессовых куколок внизу профиля обязано почвообразованию на лессах. Новообразования зональны: в лесной зоне, независимо от генетического типа

породы, встречаются ортзанды, железисто-гуматные корочки, скопления кремнезема, ортштейны и др., в степной зоне – различные по форме скопления карбонатов, гипса, легкорастворимых солей. Встречающиеся в новообразованиях отклонения от зональности, как правило, связаны с особенностями минералогического состава породы, с характером рельефа, с близостью залегания почвенно-грунтовых вод.

Задание 2. Определение по диагностическим признакам почвообразующих пород.

Оборудование и материалы. Образцы почвообразующих пород.

Содержание работы. Определите по диагностическим признакам образцы почвообразующих пород.

Вопросы для самоконтроля

1. Позволяет ли геоморфологическое положение почвообразующих пород установить их тип?
2. Какую информацию может нести окраска почвообразующих пород?
3. Влияют ли процессы почвообразования и климат на окраску почвообразующих пород?
4. В каких случаях строение почвообразующей породы может указывать на её тип? Приведите примеры.
5. В каких случаях слоистость почвообразующей породы может указывать на её тип? Перечислите примеры.
6. Как определить мощность почвообразующей породы? Чем отличается мощность почвообразующей породы от общей мощности четвертичных отложений?
7. Каким бывает сложение почвообразующих пород и от чего оно зависит?
8. Что такое структура почвообразующей породы?
9. Позволяют ли сведения о петрографо-минералогическом составе почвообразующих пород получить представление о том, как они образовались?
10. Может ли гранулометрический состав указывать на тип почвообразующей породы? Приведите примеры.
11. Могут ли наследовать почвы гранулометрический состав от почвообразующих пород?
12. Какие свойства почв связаны с гранулометрическим составом почвообразующих пород?
13. Как в почвообразующих породах образуются новообразования?

3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД

Типы элювия

Элювиальные отложения, согласно классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980), относятся к классу кор выветривания, залегают на их поверхности и являются их составной частью.

Элювий (от лат. *eluvio* – вымывать) – это оставшиеся на месте своего образования продукты выветривания горной породы, представленные смесью угловатых обломков и отличающиеся отсутствием слоистости и сортировки. Элювий коренных пород залегают на равнинных возвышенных пространствах, представляющих собой плоские водоразделы, например, на плоских вершинах холмов. В разрезе элювий плавно переходит от наиболее преобразованной выветриванием верхней части коренной породы к её неизменённой нижней толще. То есть снизу в верх в элювии плотной коренной породы наблюдается множество трещин, выше они переходят в крупные глыбы и плиты, а уже в самом верху присутствуют мелкие обломки и мелкозём. Дробление породы происходит с участием физического, химического и биологического выветривания. Чем мельче диспергирована порода, тем сильнее протекает в ней химическое и биологическое выветривание. Интенсивность выветривания коренной породы и, соответственно, мощность элювия зависит от климатических условий территории, петрографического состава и длительности процесса. Так, на древних поверхностях выветривания во влажном и тёплом климате, мощность элювия измеряется десятками метров и соответствует «коре выветривания». На расчленённых выпуклых элементах рельефа, где скорость проникновения влаги в породу ограничена поверхностным стоком, мощность элювия резко снижается. Если растительный покров редок, и водная эрозия удаляет продукты выветривания формируется маломощный элювий. Долгое нахождение коренных пород у поверхности приводит к проникновению выветривания на большую глубину. Почвообразование при этом не всегда достигает подошвы рыхлой элювиальной толщи пород. Элювий коренных пород петрографически разнообразен, что зависит от исходных пород. Элювий четвертичных отложений сопоставим по возрасту с почвами (Самойлова, 1991).

Элювий является почвообразующей породой для генетически самостоятельных почв, которые не получают бокового привноса веществ и энергии в виду нахождения на водоразделе. Баланс веществ у таких почв отрицателен за счёт потерь при поверхностном, боковом и нисходящем потоке. Перекачке элементов питания из нижних слоев почвы в поверхност-

ные горизонты способствуют корни растений. Из года в год элювий обедняется минеральным веществом. Элювий коренных пород является исходным материалом для формирования четвертичных отложений (Чижиков, 1969; Самойлова, 1991).

Элювий магматических пород

Элювий магматических пород в пустынях и на склонах гор представлен слоем грубых обломков, образующихся в результате физического выветривания. Минералогический и химический состав обломков магматических пород при этом не изменяется. Мелкозем здесь не накапливается, а уносится ветром и водой. Почвенный покров локален и встречается под низшими растениями. Растительность защищает продукты выветривания от потерь мелкозема, который удерживается между обломками пород. На этих участках в верхней части элювия формируются маломощные почвы.

Толща элювия магматических пород во влажном умеренном климате, где нет потерь мелкозёма, достигает 2 метров. Выветривание и почвообразование изменяют состав верхних слоёв элювия относительно исходной коренной магматической породы. Выносятся натрий, кальций, кремний, но растёт содержание алюминия, железа, магния, калия. Мощность почв часто совпадает с корой выветривания (Самойлова, 1991).

Влажный субтропический и тропический климат формирует более мощный элювий магматических пород, достигающий глубины 10 метров. Ниже изверженные породы переходят в глинистую кору выветривания. На элювии магматических пород развиваются полноразвитые почвы. Формирование элювия прямо зависит от почвообразования. Состав и свойства элювия и формирующихся на нём почв зависят от петрографо-минералогического состава магматических пород. Элювий кислых магматических пород имеет лёгкий гранулометрический состав, за счёт высокого содержания кварца; богат калием, в связи с преобладанием калиевых полевых шпатов; беден щелочноземельными элементами, из-за низкого содержания плагиоклазов и фелических (тёмных) минералов. Эти особенности объясняют низкие скорости оглинивания, обеднённость магнием, железом и кальцием элювия кислых магматических пород. Элювий основных магматических пород содержит больше оснований и железа и меньше калия, реакция среды менее кислая. Обилие железисто-магнезиальных минералов и плагиоклаза и отсутствие кварца способствует быстрому выветриванию и образованию глин. При одинаковом химическом составе быстрее образуют элювий эффузивные породы по сравнению с интрузивными (Самойлова, 1983).

В холодном гумидном климате тундры, лесотундры и северной тайге на элювии магматических пород формируются сильноокислые почвы. При выветривании первичных минералов почв, сформированных на кислых интрузивных породах, происходит вынос многих химических элементов, кроме кремния и титана, находящихся в составе инертных минералов. При выветривании основных интрузивных пород, кроме кремния и титана, так же накапливаются железо и калий. При выветривании основных эффузивов таких как базальт, накапливаются титан, алюминий и железо, а все остальные элементы выносятся. Таким образом, близкие химические элементы на породах разного минералогического состава в той же геохимической и био-климатической обстановке ведут себя противоположно (Соколов И. А., 1978).

На рыхлом элювии магматических пород (базальты, диабазы, биотитовые граниты и гнейсы), богатых железисто-магнезиальными минералами, в окислительной обстановке формируются подбуры с маломощным недифференцированным профилем. Фульвокислоты и подвижные фракции гуминовых кислот, образующиеся при разложении лесной подстилки, проникают в минеральные горизонты почв и разлагают первичные темноцветные минералы основных пород. При этом продукты выветривания – щелочные и щелочноземельные элементы и кремний мигрируют вниз по профилю, а железо и алюминий закрепляются под горизонтом подстилки благодаря коагуляции фульвокислот в форме органоминеральных соединений. В поверхностных горизонтах подбуров накапливается до 10 и более процентов связанного с железом и алюминием гумуса. Нижние горизонты почв при этом могут иметь нейтральную реакцию среды.

У почв, сформированных на основных породах, с низким содержанием стойких к выветриванию кварца и калиевых полевых шпатов, элювиальный горизонт отсутствует. Лишь в грубогумусном горизонте возможны признаки элювиирования в виде светлых линз из тонкодисперсных минералов, пропитанных гумусом, а также зерна минералов со снятыми железистыми плёнками. Грубогумусный горизонт относительно богат кремнием и титаном. Агрессивные гумусовые и неспецифические кислоты разрушают первичные минералы до простых окислов. По сравнению с породой профиль почв богат железом, фосфором, калием, титаном и беден кремнием, кальцием и натрием. Горизонты почв обладают непрочной зернистой или комковатой структурой, формирующейся за счёт клеящего действия органико-железистых соединений.

Подзолистый процесс в почвах, развитых на элювии массивно-кристаллических пород, ведёт к выносу оснований, железа и алюминия, и

накоплению материала светлых тонов и проявляется сильнее при низком содержании темноцветных железисто-магнезиальных минералов и высоком количестве светлых минералов устойчивых к выветриванию. На кислых и ультракислых породах, таких как нормальные граниты, в холодном гумидном климате формируются альфегумусовые подзолы с элювиальным и Al-, Fe-гумусовоиллювиальным горизонтом, и сильнокислой реакцией во всём профиле.

Подзолы на элювии магматических пород отличаются от подзолистых почв на суглинистых наносах следующими особенностями. В профиле подзолов ил распределён равномерно, или копится в верхних, и подзолистых горизонтах, что связано с постоянным образованием ила при дроблении первичных минералов. В подзолистых горизонтах разрушение первичных минералов компенсирует вынос и разрушение глин. В профиле подзолов, сформированных на магматических породах, полуторные оксиды аккумулируются в горизонте В по сравнению с элювиальным горизонтом и породой. Профиль подзолов по сравнению с элювием изверженных пород богат алюминием, железом, титаном вследствие более быстрого выноса кремния, щелочных и щелочноземельных элементов (Самойлова, 1991).

В умеренном тёплом гумидном климате Западной, Центральной и Юго-Восточной Европы на рыхлом элювии изверженных пород с хорошим дренажом и окислительной обстановкой формируются бурые лесные почвы со слабо дифференцированным профилем. Ультракислые породы способствуют развитию альфегумусовых подзолов, а обеднённые кислые породы формированию оподзоленных бурых лесных почв. Под широколиственными и смешанными лесами на плотных бедных основаниях гранитах и схожих по составу гнейсах и слюдистых сланцах образуются кислые, или олиготрофные малоразвитые бурые лесные почвы с маломощным профилем и обилием обломков невыветрелых пород. Этим почвам характерны: сильнокислая реакция среды, очень низкая (20-30%) степень насыщенности основаниями, наличие оглинивания, гумус накапливается в виде устойчивых, неподвижных гумусово-железисто-глинистых комплексов. Обменные трехвалентные катионы вызывают скрытое оподзоливание. Кислые бурые почвы являются переходными к подзолистым. На основных породах, богатых железисто-магнезиальными минералами и плагиоклазами, развиваются бурые насыщенные почвы со слабокислой реакцией. Степень насыщенности основаниями составляет 60-70% и растёт вниз по профилю. Гумусовый горизонт более мощный, чем в кислых бурых почвах. Гидрологические и биоклиматические условия могут увеличивать содержание кислого органического вещества, затруднять дренаж и усиливать процесс оподзоливания (Самойлова, 1991).

В умеренно теплом семиаридном климате степей на элювии кислых магматических пород развиты черноземы и каштановые почвы, их свойства близки к аналогичным почвам на лёссовидных породах. Профиль этих почв маломощный, щебнист, менее гумусирован, обладает меньшей ёмкостью катионного обмена и запасами питательных веществ.

В жарком гумидном тропическом климате выравнивающее действие биоклиматических факторов на магматические породы наиболее мощное, но почвы отражают минералогический состав и свойства соответствующих кор выветривания.

На кислых гранитах северного Вьетнама формируются ферраллитные красно-желтые и красно-бурые коры выветривания со слабокислой и нейтральной реакцией. Среди минералов присутствуют кварц (25-40%), каолинит (30-40%) гиббсит (6-7%), гетит (6-11%), полевые шпаты (12-15%) и хлорит (3-4%). Элементный химический состав отличается высоким содержанием: кремния, железа, алюминия и титана. На элювии гранитов формируются красно-жёлтые сильнокислые почвы (pH_{KCl} 4,0-4,4), верхние горизонты которых обеднены глиной и имеют признаки оглеения в виде гидратированных минералов гидроксидов Fe и Al. Почвы бывают песчанистыми и обладают низким плодородием по сравнению с почвами, развитыми на элювии базальтов.

Коры выветривания базальтов имеют темно-красный и красно-коричневый цвет, зернистую структуру, высокую пористость, большое содержание каолинита (50-60%), гетита (20-30%), гиббсита (10-12%) и низкое кварца и полевых шпатов (2%). На элювии базальтов развиваются темно-красные ферраллитные почвы, богатые гумусом и глиной, с кислой реакцией (pH_{KCl} 4,5) и благоприятными водно-физическими свойствами.

В сухих и полусухих тропиках Кубы медленное выветривание гранита приводит к формированию серо-коричневых и красно-коричневых бескарбонатных опесчаненных и щебнистых почв с нейтральной и слабокислой реакцией. Верхние горизонты содержат до 50% песка, и до 20% ила. Вниз по профилю опесчаненность растёт. Глинистые минералов представлены каолинитом. На основных породах формируются тропические коричневые карбонатные почвы, с щелочной реакцией, содержание ила составляет более 50%, песка менее 6%, в составе илистой фракции преобладает монтмориллонит.

В сухих и полусухих тропиках Индии, в автономных условиях, на элювии гранитов развиваются красные тропические почвы. Эти почвы обеспечены каолинитом, имеют тяжелосуглинистый состав с повышенным содержанием песка, хорошую водопроницаемость, низкую емкость катион-

ного обмена, слабокислую реакцию среды. На базальтах образуются черные слитые почвы, богатые монтмориллонитом, глинистые, карбонатные, щелочные, с плохими водно-физическими свойствами (Самойлова, 1991).

В целом, состав магматических пород в любых климатических условиях заметно влияет на образование почв.

Элювий песчаника

Элювий песчаника встречается на равнинных и горных территориях. Плотный песчаник при выветривании распадается на менее плотный плитняк, который сверху постепенно переходит в песок или супесь. Являясь слоистой породой, песчаник в вертикальном разрезе может иметь слои с разной крупностью зерна.

С отложениями песчаника могут встречаться алевролитовые сланцы, близкие с ним по минералогическому составу. Элювий алевролитовых сланцев отличается от элювия песчаника крупнопылеватым лессовидным характером и переходит сверху в тяжелый суглинок. В Предуралье песчаники часто переслаиваются глинами, мергелями, известняками.

На песчаниках формируются почвы с легким гранулометрическим составом. Обеспеченность почв элементами питания зависит от петролого-минералогического состава песчаников (Самойлова, 1991).

Выщелачивание кальцита из почв, развитых на карбонатных песчаниках, в гумидном климате Бельгии, способствует их эволюционированию. Так, бурые лесные почвы под широколиственными лесами сменяются кислыми бурыми почвами. Дальнейшее выщелачивание кальцита приводит к формированию охристых бурых почв. Затем образуются бурые подзолистые почвы, далее подзолистые почвы и наконец железистые подзолы.

На бескарбонатных песчаниках Донбасса, в черноземной зоне, формируются малоразвитые, укороченные, щебнистые почвы. Под гумусовым горизонтом $A_1 + AB$ (50-70 см) у этих почв сразу залегает элювий песчаников с песчаным гранулометрическим составом и низким содержанием ила (10-29%). Вскипания нет. Содержание гумуса в верхнем горизонте низкое – 2,5%. Преобладают фульвокислоты. Емкость катионного обмена не превышает 25 мг-экв/100 г. Среди обменных катионов преобладает магний. Почвы бедны азотом, фосфором и калием. Водно-физические свойства почв неблагоприятные. Почвы уплотнены с поверхности ($1,4 \text{ г/см}^3$) и в нижней части профиля ($1,75 \text{ г/см}^3$). Пористость низкая 34 - 54%. Водопроницаемость и запасы влаги пониженные. Почвы подвержены эрозии. У этих почв нет признаков черноземного типа почвообразования. Скорее это дерновые почвы.

На элювии карбонатных песчаников Ставропольского края развиваются супесчаные и легкосуглинистые слабодифференцированные чернозёмы выделяемые на уровне рода, с полным набором генетических горизонтов, включая горизонт карбонатных новообразований. Гумус этих чернозёмов не зрелый и отличаются малым содержанием, а также узким отношением $C_{г.к} : C_{ф.к.}$ (1,0 - 1,4). Содержание негидролизуемого остатка и гуминовых кислот 2-й фракции снижено, но повышено содержание подвижных групп и фракций гумусовых веществ. Чернозёмы агрегированы слабо. Часть опада в них минерализуется, а другая часть консервируется, что ведёт к накоплению детрита.

На маломощном элювии карбонатного песчаника образуются плохо оструктуренные дерново-карбонатные почвы. Распределение гумуса у этих почв прогрессивно-аккумулятивное. Горизонт карбонатных новообразований отсутствует (Самойлова, 1991).

Элювий карбонатных пород

Элювий известняков широко распространённая почвообразующая порода. Силурийские известняки встречаются в Прибалтике, Псковской, Новгородской областях. Известняки девона и карбона являются почвообразующими в Московской области, на западном склоне Урала и Тимана, а также в бассейне Дона. Юрские и меловые карбонатные породы распространены в Крыму, Поволжье, Предуралье и на юге Восточной Сибири (Самойлова, 1991).

Элювий известняков, доломитов и мергелей имеет разную литологию. В лесной зоне элювий известняков и доломитов часто выщелочен от карбонатов и включает примеси красных глин. Силикатный и кластический материал в элювии карбонатных пород определяет глинистый, суглинистый, пылеватый и песчаный гранулометрический состав. В лесостепной зоне в профиле элювия известняка и доломита копяты вторичные карбонаты. В аридном климате накопление карбонатов происходит в верхней толще. На Кавказе, Урале и в Крыму элювий карбонатных пород разнообразен. Элювий карбонатного песчаника у поверхности имеет песчаный характер. Суглинистый и глинистый элювий пестроцветного карбонатного мергеля пермских и карбоновых отложений Приуралья имеет большую мощность, которая сокращается по мере приближения к лесостепной и степной зонам. Окраска элювия зависит от исходной коренной породы (Чижиков, 1969).

Почвы, развитые на карбонатных породах, менее выщелочены, в них слабее протекает оподзоливание, глее-элювиальный процесс и лёссовиро-

вание. В почвах вниз по профилю растут значения рН и степени насыщенности основаниями. Верхние горизонты почв богаты Fe, Al, Si.

В холодном умеренном и субтропическом гумидном климате с промывным или периодически промывным водным режимом на карбонатных породах изначально формируются дерново-карбонатные почвы (рендзины или перегнойно-карбонатные почвы). Кальций и магний карбонатных пород способствуют развитию у почв зернистого гумусового горизонта с содержанием гумуса до 15%, преобладанием гуминовых кислот, высокой степени насыщенности основаниями и значительной величиной ёмкости катионного обмена. Ниже гумусового горизонта в зависимости от состава, плотности породы и времени почвообразования залегает горизонт С или переходный, иллювиальный, метаморфический горизонт В, под которым находится горизонт С. Щебнистость почв наблюдается с поверхности и возрастает вниз по профилю.

Состав пород меняет свойства дерново-карбонатных почв. **Мягкие** известняки и мергели богатые глиной, а также карбонатный коллювий способствуют формированию почв с развитым гумусовым горизонтом и высокой биологической активностью. Образующийся гумус типа мюллер связан с кальцием и глиной, устойчив к влиянию микроорганизмов, слабо минерализуется и накапливается. Дерново-карбонатные почвы на породах богатых силикатами хорошо обеспечены активной известью. Карбонатный щебень мелкозёма определяет слабощелочную реакцию среды. Обновление карбонатных частиц в горизонте происходит быстрее, чем выщелачивается бикарбонат кальция (Самойлова, 1991).

При высоком содержании извести гумус дерново-карбонатных почв приближается к типу модер и содержит детрит, фульвокислоты, бурые и серые гуминовые кислоты. Детрит копится под защитой плёнок из карбоната кальция. Происходит флокуляция прогумусовых веществ, и они становятся недоступными для микроорганизмов. Консервация прогумусовых веществ препятствует их гумификации и превращению в гуминовые кислоты. Вспашка дерново-карбонатных почв ведёт к утрате детрита, а состав и свойства гумуса приближаются к черноземам.

В холодном гумидном климате северной тайги, на **плотных** карбонатных породах без глины, развиваются почвы, в верхних горизонтах которых флокулированный глинисто-гумусовый комплекс не образуется. Реакция среды в верхних горизонтах почв может быть кислой, так как плотный карбонатный щебень плохо выветривается и карбонаты выщелачиваются быстро. В гумусовом горизонте содержание гумуса модер или мор очень высокое – 20%, присутствует детрит. В составе гумусовых кислот преобла-

дают фульвокислоты, в составе гуминовых кислот – подвижная фракция, связанная с полуторными окислами. Эволюция дерново-карбонатных почв на твёрдых известняках и чистых породах, таких, как мел замедлена. При отсутствии глины почва остается рендзиной с маломощным профилем типа АС многие тысячи лет.

Хоть карбонаты кальция и тормозят элювиальный процесс, но влияние климата и лесной растительности ведут к выщелачиванию карбонатов из верхних горизонтов. Поэтому в холодном гумидном климате на плотных карбонатных породах с примесью силикатов и хорошим дренажом в процессе эволюции формируются альфегумусовые подзолы. При слабом дренаже на делювии карбонатных пород образуются недифференцированные мерзлотно-таежные почвы.

Дерново-карбонатные почвы на карбонатных песчаниках в умеренно-холодном континентальном климате быстро эволюционируют в зональные дерново-подзолистые почвы, а в более мягком климате в бурые лесные почвы. Рендзины на плотных породах, без силикатного материала, в бурые лесные почвы эволюционируют медленно. В Германии дерново-карбонатные почвы под лесом на мергелистых известняках и мергелях достигают стадии брioniфицированной рендзины за две тысячи лет, а бурой кальциеморфной почвы с содержанием CaCO_3 до 2%, – за четыре тысячи лет. Бурая почва, выщелоченная от карбонатов на глубину полуметра, формируется за десять тысяч лет. Данный процесс ускоряет влажный климат. Разрыхлению пород способствуют набухание, усадка и растрескивание глин. Растительный покров, производящий много гумуса и CO_2 , также ускоряет эволюцию почв (Самойлова, 1991).

На склонах, где эрозионный смыв затрудняет эволюцию профиля, дерново-карбонатные почвы устойчиво существуют долгое время.

В процессе развития в почвах, сформированных на известняке, в умеренном влажном климате, происходит растворение и вынос карбонатов, накопление кварца, глинистых минералов: смектита, каолинита, иллита, аморфных минералов гидроксидов железа, титана, калия, натрия. Наблюдается остаточное накопление глин, и за счёт выветривания первичных минералов.

Свойства рендзин зависят от породы. Рендзины на третичных известняках на юге Польши содержат песчаную фракцию, их физические свойства неблагоприятны. Рендзины на мягких меловых породах пористы, влагоёмки, гумус прочно связан с минеральной частью. Почвы на твердых юрских известняках маломощные, скелетные. Почвы на пермском конгломерате бедны карбонатами. На плотных известняках развиваются бурые рендзины, а на мягких – чернозёмные рендзины.

В Поволжье, Предуралье, Предкавказье и на Украине на плотных карбонатных породах формируются остаточнок-карбонатные черноземы богатые илом, глинистого и тяжелосуглинистого состава, разной мощности, щебнистости и декарбонатизации. Мелкозернистый элювий мощностью до 1,5 метров, ниже сменяется грубым рыхляком, и далее плотной породой. Черноземы вскипают с поверхности или в горизонте A_1 . Если элювиально-делювиальные отложения мощные и слабощебнистые, то профиль чернозёма полноразвитый с гумусовым, переходным и карбонатным горизонтом с выцветами вторичных карбонатов, а если маломощные и щебнистые, то профиль чернозёма укорочен, горизонты отличаются количеством щебня и составом мелкозема, карбонатных новообразований нет. Верхние горизонты остаточнок-карбонатных чернозёмов богаты гуматно-кальциевым гумусом, но с глубиной его количество резко падает. Гумус обогащен негидролизующим остатком.

В субтропическом средиземноморском климате с влажной зимой и сухим летом на карбонатных породах образуются ферриаллитные почвы: коричневые (карбонатные), красные средиземноморские и терра-росса. Данные почвы образуются при смене сухих и влажных периодов в результате выщелачивания из породы кальция, магния, натрия и калия, при этом часть кремния, железа и алюминия остаётся на месте. Происходит накопление глины как остаточной, так и возникшей при выветривании. Копятся смешанослойные минералы, иллит, каолинит, смектиты. Из решеток минералов железо удаляется и адсорбируется на поверхности глин и зёрен первичных минералов. Высокое содержание аморфных гидроксидов железа придаёт почвам красный цвет.

Выходы известняка на выровненных пространствах и сведение человеком лесов способствует формированию почв терра-росса. Нагрев почв летом ведёт к обезвоживанию гидроксидов железа и образованию ярко-красных оксидов. Поверхностный горизонт терра-росса имеет красно-коричневый цвет и низкое содержание гумуса. Ниже следует подповерхностный оглиненный горизонт коричневатого или ярко-красной окраски с обломками известняка, но без выделений карбонатов. Почва резко отличается от пластов известняка. Молодые терра-росса Италии содержат иллит, каолинит, кварц и полевые шпаты; в старой почве также присутствовали вермикулит и монтмориллонит, в наиболее старой почве содержание иллита, вермикулита и каолинита было одинаковым.

Есть гипотеза, что терра-росса сформировалась на эоловой красной пыли, принесенной из пустынь Африки и Аравийского полуострова. Терра-росса в Греции имеет нерастворимый остаток известняков 0,15%. По расчётам, для образования почвы мощностью 40 см нужна толща известняка 130

метров. Но при низком содержании глины долгий процесс выветривания невозможен. Нет и соответствия между минералогическим и гранулометрическим составом нерастворимого остатка известняка и почвы. Но найдена по этим показателям близость почв и эоловой пыли.

Терра-росса как палеопочва могла образоваться в жарком, тропическом климате с влажным и сухим сезонами и сохраниться в субтропическом средиземноморском климате. Сформированные в тёплых межледниковых периодах почвы терра-росса после изменений в условиях умеренного влажного климата выступают как почвообразующие породы по отношению к современным почвам. На известняках в умеренно-холодном климате на палеопочве терра-росса образуется терра-фуска. Профиль почвы терра-фуска включает слабогумусированный горизонт A_1 и охристо-бурый горизонт В, переходящий в породу. Глинистый профиль чаще образуется не на элювии известняка, а на глинистом делювии.

В межледниковье жаркий и влажный климат способствовал выщелачиванию профиля терра-фуска от карбонатов и аккумуляции гидратированных оксидов железа, но не рубефикации (обогащение слабогидратированными оксидами). В ледниковый период терра-фуска подверглась криотурбации, и в профиле остались глинистые карманы, а к глине добавились обломки известняка, расколотые при замерзании. На современном этапе развития из терра-фуска формируются бурые лесные кальциеморфные почвы (Самойлова, 1991).

Терра-россу и терра-фуску объединяют в группу терра-кальчик. Состав глинистых минералов подтверждает формирование терра-россы в более жарком климате. В составе илистой фракции терра-росса преобладает каолинит, иллит, гетит, лепидокрокит. В составе ила терра-фуска содержится иллит и иллит-монтмориллонит, каолинита меньше, гетит редок. На юге Польши терра-росса более глинистая, имеет больше валового и свободного железа, чем терра-фуска.

Укороченный профиль, малый запас влаги, провальный водный режим на трещиноватых известняках делают дерново-карбонатные почвы и терра-росса не благоприятными для роста сельскохозяйственных культур. Карбонатные почвы бедны доступными формами железа, фосфора и азота, несмотря на высокое содержание органического вещества и оптимальный воздушный режим. Плодородию почв на карбонатных породах способствуют мощный профиль, обеспеченность гумусом и низкая щёлочность.

Эволюция почв на карбонатных породах идет быстрее в гумидных и семигумидных условиях тропиков и определяется плотностью пород и их карбонатностью. На бедных карбонатами плотных известковистых гнейсах при образовании почв выносятся Ca, Mg, K и в составе обменных катионов

начинает преобладать H^+ . Выветривание полевых шпатов и слюд ведёт к накоплению каолинита и меньше деградированного иллита. Образуются почвы как на силикатных породах – красные железистые.

Во влажных тропиках Вьетнама, на мраморизованных известняках образуются ферралитные коры выветривания богатые каолинитом и полуторными оксидами. На них развиваются темно-красные ферралитные почвы как на основных магматических породах. На мергелях, карбонатных песчаниках и мергелистых известняках формируются нейтральные, темные, слитые почвы – вертисоли, обеспеченные гумусом, обменным магнием и монтмориллонитом (Самойлова, 1991).

Таким образом, почвы на карбонатных породах в зависимости от биоклиматических условий и свойств карбонатных пород разнообразны.

Элювий коренных глин

Между рекой Волгой и Уральскими горами, на Южном Урале и в Северном Казахстане на расчлененном рельефе равнин развиты глины, богатые основаниями и железом. Глины образовались на поверхности суши в пермском, юрском, меловом и третичном периодах. В качестве почвообразующих пород глины выступают только на поверхности эродированных склонов. Если глины перекрыты четвертичными покровными суглинками, они являются подстилающими породами. Недавно оказавшиеся у поверхности, глины мало изменены выветриванием и почвообразованием, поэтому на Русской равнине их элювий маломощный. Так, элювий юрских глин изменен лишь в пределах почвенного профиля, где темная окраска исходной породы перешла в красно-бурую, а тяжелый гранулометрический состав у самой поверхности остался таким же. Элювий пермских глин плотный, бесструктурный, содержит слабо выветрившиеся плиточки пермских глин с раковистым изломом.

Нарушения строения верхней толщи элювия коренных глин вторичными процессами объясняются тем, что современные положительные элементы рельефа в прошлом могли находиться на низких уровнях, и на них с окружающих возвышенностей сносился и откладывался материал других пород. Элювий глин мог нарушаться водными потоками, которые перемывали его, оставляя более тяжелый материал и вынося тонкодисперсную часть.

Пестроцветные глины Предуралья имеют кирпично-красный, бурый, коричневый, серый и зеленовато-серый цвет. Красный или бурый цвет глины определяется содержанием несиликатного окисного железа. Повышенное содержание органического вещества способствует восстановлению части железа, которое переходит в двухвалентную форму, при этом формиру-

ются такие минералы как шамозит и сидерит. Данные минералы определяют зеленый и зеленовато-серый цвет глины.

Основными глинистыми минералами глин являются иллит и монтмориллонит, каолинита мало. Глины богаты свободными гидроксидами железа и алюминия и могут содержать карбонаты. Валовой состав глин Предуралья близок к средним магматическим породам. Глины богаты щелочно-земельными элементами и полуторными оксидами. Глины Предуралья содержат физической глины более 70%, ила 30 - 40%, крупной пыли значительно меньше.

Глины Предуралья неоднородны и часто переслаиваются с мергелями, известняками, песчаниками и песками. Мощность слоев глин невелика и варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров.

На коренных глинах Предуралья в условиях хорошего дренажа формируются более плодородные, глинистые дерново-бурые и коричнево-бурые почвы с относительно слабо выраженными признаками текстурной дифференциации. Дерново-подзолистые почвы на элювии пермских глин встречаются редко, так как полуторные оксиды затормаживают оподзоливание (Самойлова, 1991).

Коллювий

Коллювий (от лат. colluvio – скопление) – это скопления обломочного материала, встречающиеся на крутых склонах и представляющие собой продукты выветривания коренных пород, перемещенных склоновыми процессами под влиянием силы тяжести: обвалы, осыпи, оползни, солифлюкционные образования, оплывины.

Коллювий (cl) в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствует классу осадочных отложений, склоновому ряду, гравитационной группе склоновых отложений, в которой различают коллювий обрушения и коллювий оползания.

Коллювий обрушения (gr) включает накопления: обвальные и осыпные. Данные типы коллювия формируются на склонах с крутизной более 30°.

Обвальные накопления формируются главным образом в горных странах при внезапных, быстрых и неожиданных отрывах по трещинам (без участия воды, например, при выветривании) крупных блоков горных пород. Обвальные накопления у подножья крутых горных склонов, в узких долинах горных рек, на дне ущелий и каньонов, сложены несортированным материалом – крупными неокатанными глыбами, пространства между которыми заполнены мелкими глыбами, щебнем, песком и очень мелкими глинистыми частицами.

Осыпные накопления образуются при медленном отделении от коренных пород (в ходе физического выветривания) и скатывании вниз по крутому склону (например, по крутым береговым обрывам) малых глыб, щебня, дресвы и песка. Осыпные накопления у основания склона формируют осыпи, осыпные конусы и шлейфы подножья. Осыпные накопления разнообразны по составу и крупности фракций, что зависит от самих коренных пород. Чаще встречаются щебнистые и глыбово-щебнистые осыпи, реже глинистые, песчаные, галечниковые, дресвяные. Осыпи характеризуются некоторой сортировкой материала. Так, более крупные и тяжелые фракции обломков накапливаются в основании шлейфа, а в вершине осыпи, в верхней части склона, преобладает мелкий щебнистый материал (рисунок 2). Осыпные накопления чаще встречаются в областях с резко континентальным климатом, где физическое выветривание даёт много рыхлого обломочного материала. В равнинной части центральных областей России осыпи развиты как правило у подножья крутых склонов речных террас и по обрывистым берегам рек.

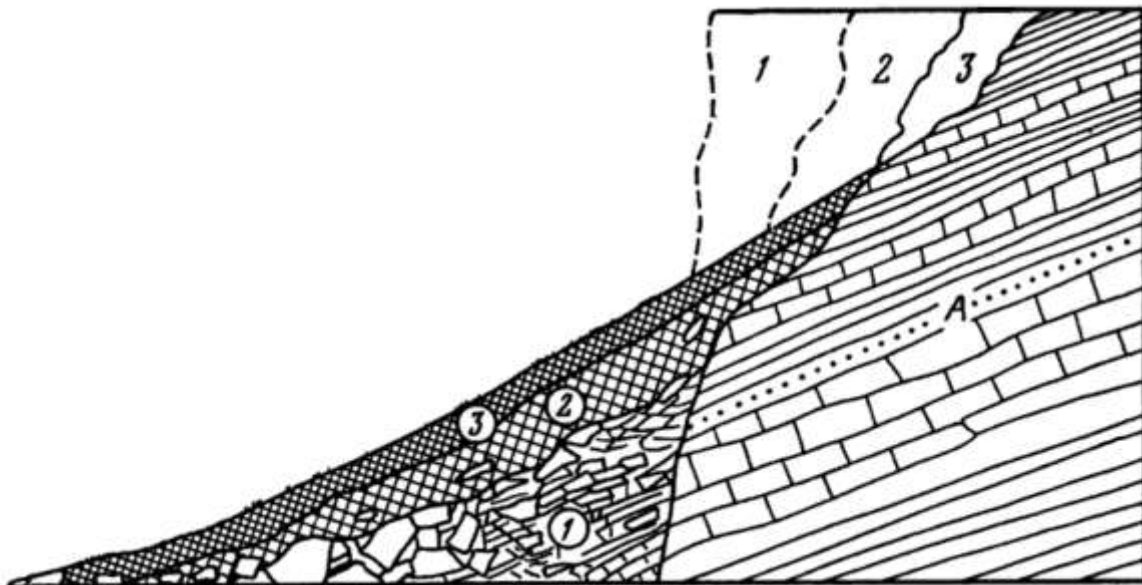


Рисунок 2. Схема строения осыпи (Шанцер, 1966): А – коренной массив склона; 1, 2, 3 – последовательные стадии накопления осыпи

Коллювий оползания создают процессы оползания и солифлюкции.

Процессы оползания и оползневые накопления (деляпсий) (др) встречаются на склонах, сложенных глинистыми или песчано-глинистыми породами, переувлажняемыми поверхностными и подземными водами и имеющими водоупорный горизонт в качестве плоскости скольжения. При перенасыщении водой пластичность глинистых пород возрастает, снижается величина внутреннего трения, и склоны с крутизной 12-15° теряют ста-

бильность и смещаются под действием сил тяжести. Деляпсий – смещённые вниз по склону оползневые блоки встречаются вдоль крутых берегов речных долин, морей, озёр и водохранилищ (Самойлова, 1991).

Процесс солифлюкции (от лат. *solum* - почва, грунт; *fluxus* - течь) и солифлюкционные накопления (солифлюксий) (s) формируются при медленном течении (от см до м в год) оттаявшего или переувлажненного поверхностного слоя рыхлого грунта с вязко-пластичной или жидкотекучей консистенцией вниз по мёрзлой поверхности пологого склона с крутизной 2-15°. Наиболее ярко процесс образования солифлюксия выражен в районах с многолетней или длительной сезонной мерзлотой. Жидкотекучая консистенция грунта способствует развитию быстрой солифлюкции, при этом грунт движется со скоростью до 10 м в год. Вязкотекучая консистенция грунта способствует развитию медленной солифлюкции, при этом скорость движения грунта достигает 2 м в год. Вязкопластичная консистенция влажного грунта способствует развитию дефлюкции (вид крипа) и накоплению дефлюксия (df), при этом грунт движется со скоростью до 1 см в год (Самойлова, 1991).

Делювий

Делювий (dl) в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствует классу осадочных отложений, склоновому ряду, делювиальной группе.

Делювий (от лат. «*deluvio*» – смываю) – это рыхлые наносы, шлейфы и чехлы на средних вогнутых и нижних частях пологих склонов, образующиеся при смыве с верхних частей этих склонов частиц горных пород и почв дождевыми и талыми водами. Делювиальные шлейфы формируются при равномерном плоскостном смыве (плоскостной водной эрозии), совершаемом сплошной тонкой плёнкой воды или мелкими струйками, текущими по эрозионным ложбинам, называемыми потяжинами. Формирование делювия – длительный процесс. При этом возвышенности постепенно понижаются, а их склоны покрываются сплошным чехлом делювия. Смыв водами горных пород и частиц почв максимален в гумидном климате. Смыву противодействует растительный покров. Поэтому склоны, покрытые лесом, кустарником или многолетними травами, характеризуются слабой эрозией и значительной мощности делювия не образуют. Смыв также ограничен, если почва покрыта лесной подстилкой или степным войлоком. При изреженной растительности или её отсутствии смыв резко возрастает. Поэтому делювиальные процессы в гумидном климате развиваются, как правило, при распашке склонов. Сегодня делювиальные процессы протекают в гу-

мидных и семиаридных районах, где растительность изрежена, а осадки формируют достаточный поверхностный сток. Так, образование делювия можно наблюдать в Приуралье, а также в лесостепи – на Средне-Русской и Приволжской возвышенностях. В аридных условиях дефицит атмосферных осадков затрудняет образование делювия. Главной причиной накопления делювия является снижение скорости течения воды в нижней части склона. В связи с этим транспортирующая сила воды ослабевает и происходит осаждение из дождевых или талых вод пылеватых и глинистых частиц (Самойлова, 1991).

Мощность делювия зависит от возраста и характера поверхности. На древних поверхностях выравнивания в нижних частях склонов мощность делювиального плаща максимальна и превышает 20 метров. Но в Европейской части России мощность делювия не превышает 10 метров. На длинных пологих склонах мощность делювия незначительна и почвообразование захватывает как делювий, так и подстилающие его коренные породы. В этом случае почвообразующая порода является двучленным образованием. При этом почва развита на делювии, который ниже сменяется элювием коренной породы. На молодых территориях, например, покрывавшихся ледником, больших скоплений делювия нет.

В поперечном разрезе толща делювия неоднородна (рисунок 3). В нижней части толща делювия имеет грубый состав, а в верхней – более тонкий. Грубый состав в нижней толще делювия определен тем, что его формирование протекало в начальной стадии делювиального смыва, когда расчленение рельефа было максимальным, и воды имели наибольшую транспортирующую силу. Позже при размыве и сглаживании водоразделов сила поверхностных вод снижалась. Это привело к оседанию в верхней толще делювия более тонкого материала. На крутых склонах делювий как правило слоист и сложен материалом различного гранулометрического состава. Если в последнюю стадию отложения делювия на водоразделе смывался грубый материал, тогда и верхняя часть его толщи будет грубого состава. Делювий в верхней части склона по возрасту самый молодой и близок к исходной смываемой породе.

В продольном разрезе, сверху вниз по склону, выделяют зоны делювия: привершинную с грубым обломочным материалом; в средней части склона находится зона переменного режима осадконакопления, с ритмично слоистым материалом разного гранулометрического состава; в нижней части пологих склонов выделяют зону устойчивого субламинарного режима осадконакопления, где удерживаются однородные тонкозернистые суглинистые или глинистые осадки. По мере сглаживания склонов площадь зон осадконакопления меняется. Привершинная зона сужается и увеличивается

зона субламинарного режима осадконакопления, граница которой поднимается выше по склону. В разрезе снизу вверх грубозернистый материал сменяется тонкозернистым с менее выраженной слоистостью.

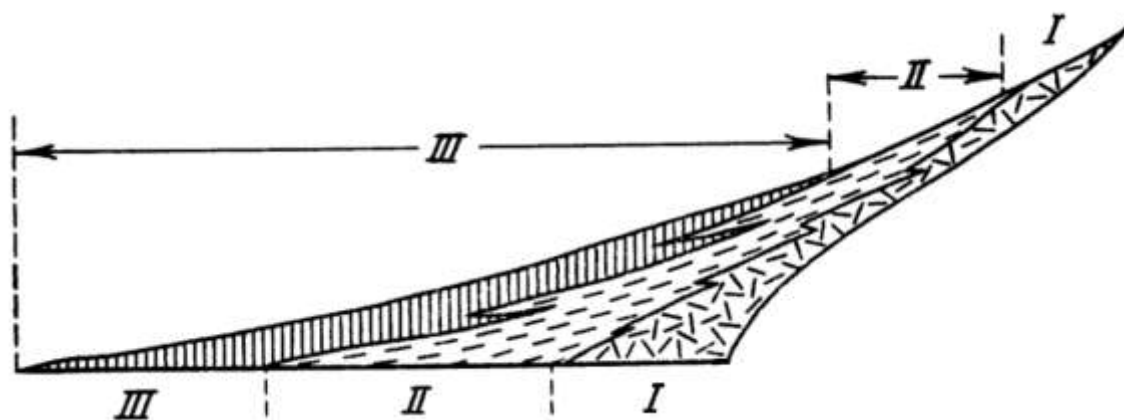


Рисунок 3. Схема строения делювиального шлейфа (Шанцер, 1966) Зоны осадконакопления: I – привершинная, II – зона переменного режима, III – зона устойчивого субламинарного режима осадконакопления

Черты строения делювия слабо заметны, если делювиальному смыву подвергаются такие породы как лёсс, лёссовидные суглинки, глины и рыхлые карбонатные породы. В этом случае диагностику делювия проводят по вертикальной трещиноватости, вертикально ориентированным макропорам, столбчатой отдельности и обогащению органическим веществом. Эти признаки появляются при длительном воздействии на делювий процессов почвообразования.

Породы, подстилающие делювий, могут влиять на его накопление. Так, песчаные породы с высокой водопроницаемостью быстро впитывают дождевые струйки, и транспортировка частиц вниз по склону снижается или даже прекращается. Подстилающие делювий коренные породы не связаны с ним по петрографическому составу.

Состав делювия тесно связан с породами, залегающими на верхней части склона, которые подвергаются выветриванию и смыву. В целом делювиальные отложения как почвообразующие породы широко распространены (Самойлова, 1991).

Делювий известняка в таёжно-лесной зоне характеризуется как маломощный, глинистый, красновато-коричневый, с отсутствием карбонатов. Мощность делювия известняка в лесостепи и степи значительно больше, гранулометрический состав суглинистый и глинистый, есть вторичные карбонаты, цвет желтый и палево-желтый.

Делювий песчаника на коротких склонах в нижней части толщи песчаный или супесчаный, а кверху переходит в легкосуглинистый. На бо-

лее длинных склонах делювий песчаника суглинистый. Чередующиеся с песчаником сланцы утяжеляют гранулометрический состав делювия до суглинистого и тяжело суглинистого.

Делювий коренных глин или глинистых сланцев имеет глинистый или тяжело суглинистый гранулометрический состав, цвет варьирует от желтоватого до буро-коричневого. Делювий, сформированный из алевролитовых сланцев, имеет пылеватый гранулометрический состав.

Делювиальные отложения нижних частей склонов с близким залеганием уровня грунтовых вод часто имеют признаки оглеения. Оглеение проявляется в виде пятен ржаво-бурой или сизой окраски, связанных с наличием несиликатных форм железа.

На делювиальных отложениях формируются дерново-глеевые и дерновые намывные почвы.

Аллювий

Аллювий (al) в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствует классу осадочных отложений, водному ряду, флювиальной группе русловых водных потоков.

Аллювий (от лат. *alluvio* – намыв) – это отложения, принесённые водами, текущими в постоянном русле рек или ручьев.

Современный аллювий (al) формируется в пойме – то есть в той части речной долины, которая периодически заливается водами в период половодья. В холодном и умеренном климате половодья рек связаны с таянием снежного покрова, а в субтропиках и тропиках – с таянием снега и льда в горах. В период половодья водный поток размывает берег в местах изгиба русла. Часть размытых пород, ранее слагавших берег уносится водами, а другая часть отлагается и накапливается у противоположного берега. Разрушающийся берег со временем отодвигается от начального положения, вслед за ним также нарастает и толща аллювиальных отложений на противоположном берегу. При этом толща аллювия будет слагаться как из пород противоположного берега, так и из материала, принесенного с верховьев реки и со склонов водосборного бассейна. Перемещение русла или меандрирование способствует разработке речной долины в ширину. Но не все реки образуют меандры (излучины), некоторые реки перемещают русла путём их дробления на рукава, то есть совершают фуркации (Самойлова, 1991).

Скорость накопления аллювия, его гранулометрический и минералогический состав зависят от состава пород, развитых в бассейне реки, климата, растительности и степени распаханности почв территории. Быстрое таяние снега или льда, ливневый характер осадков, подверженность пород

размыву способствуют накоплению аллювия. Аллювиальные отложения, приносимые текучими водами, имеют разный гранулометрический состав. Среди фракций присутствуют как крупные размерности: валуны, галька, песок, супесь, так и мелкие: суглинки и глины. Аллювий имеет следующие характеристики: по крупности зерна хорошо сортирован, окатан и слоист. У песков и гравия различают горизонтальную, наклонную (диагональную) и косую слоистость. Аллювиальные отложения отличаются сильным варьированием всех морфологических свойств по простиранию.

Аллювиальные отложения включают 3 фации:

1. Русловый аллювий копится в руслах равнинных рек и состоит из грубых пород: галечников, хорошо отмытых и отсортированных тонко- и крупнозернистых песков с косой и диагональной слоистостью (рисунок 4).

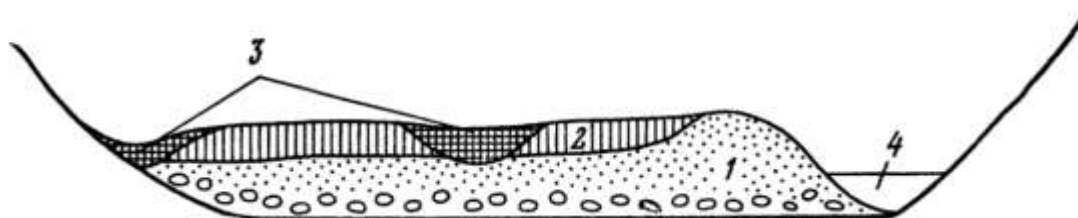


Рисунок 4. Фации аллювия (Шанцер, 1966): 1 – русловый, 2 – пойменный, 3 – старинный; 4 – меженный (самый низкий) уровень реки

2. Пойменный аллювий отлагается на пойме в период половодий при разливах рек и представлен более тонкими осадками: супесчаными, суглинистыми и глинистыми. В зависимости от интенсивности отложения пойменного аллювия и его характеристик, в пойме, выделяют ряд зон:

- *прирусловая зона* (прирусловая пойма) имеет волнистый рельеф с песчаными валами и высокими гривами, где аллювий представлен грубым песчаным материалом, приносимым полыми водами с высокой энергией. Песчаный аллювий в прирусловой пойме откладывается преимущественно механическим путём, что определяет её слоистость.

- *центральная зона* (центральная пойма) имеет спокойный рельеф. Аллювий суглинистого гранулометрического состава доставляется в центральную зону водами со средней энергией.

- *притеррасная зона* (притеррасная пойма) представляет собой относительно пониженную, часто заболоченную территорию, сложенную глинистым аллювием, транспортируемым полыми водами со слабой энергией.

Осаждение из полых вод суглинистого и глинистого аллювия в центральной и притеррасной зонах поймы происходит при свёртывании (коагуляции) коллоидных растворов, а также при изменении осадка процессами

почвообразования. Это приводит к формированию зернистой и комковатой структуры осадков.

3. Старичный аллювий представлен отложениями озерно-болотного типа, которые формируются в старицах пойменной части долины.

Старицы – это изолированные от основного течения участки русла, оставленные рекой при меандрировании. Старицы при затоплении во время половодий накапливают иловатый или суглинистый аллювий с примесью органики. Если старицы долго не затапливаются паводковыми водами, то на их дне скапливаются органические илы и торф.

Поемный и старичный аллювий подстилаются русловым аллювием.

Также выделяют аллювиально-делювиальные отложения разного состава, формирующиеся во внешних частях поймы.

В долинах крупных равнинных рек представлены все фации аллювиальных отложений. У рек степной зоны паводок бурный, а в межень расход воды низкий. Поэтому у степных рек более развит поемный аллювий и почти нет руслового. Наоборот, в долинах горных рек более развит русловый грубый валунно-галечниковый аллювий при почти полном отсутствии пойменного и старичного аллювия.

Аллювиальные отложения широко распространены. Современный пойменный аллювий является почвообразующей породой для аллювиальных почв, отличающихся высоким плодородием. В почвы пойм питательные элементы регулярно приносятся с водоразделов и склонов водосбора в виде аллювия (наилка), а также в составе растворённых веществ с грунтовыми и паводковыми водами. Почвообразование в поймах характеризуется непрерывным ростом профиля снизу вверх. Поэтому в профилях почв пойм можно часто наблюдать погребённые гумусовые горизонты. Постоянное омоложение с поверхности почв пойм новыми порциями аллювия препятствует развитию элювиального (подзолистого) процесса почвообразования. На современном аллювии в прирусловой зоне поймы формируются аллювиальные дерновые почвы, в центральной зоне – аллювиальные луговые, а в притеррасной – аллювиальные болотные.

Древний аллювий в виде чехлов покрывает поверхности надпойменных террас, располагающихся на повышенных элементах рельефа, и имеет более древний возраст. Древний аллювий был сформирован в результате меандрирования прарек и осадения осадков из их вод в периоды половодий. Обстановка образования древнего аллювия могла быть схожа с современной или была иной. Отклонения в строении и составе фаций древнего аллювия позволяют проводить реконструкцию палеообстановки, уточняющую особенности развития рельефа, черт климата, состава растительного покрова в прошедшее геологическое время.

Наибольшие площади аллювий занимает на аллювиальной равнине Припятского полесья и у рек: Печоры, Северной Двины, в низовьях Волги, Куры, Кубани. Аллювий северных рек большей частью легкого механического состава, у южных рек аллювиальные террасы сложены с поверхности более тяжёлым, суглинистым, а местами глинистым аллювием (Самойлова, 1991).

Пролувий

Пролувий (pl) в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствует классу осадочных отложений, водному ряду, флювиальной группе русловых водных потоков.

Пролувий (от лат. proluvio – сношу течением) – это отложения временных русловых водных потоков, например, ручьёв, протекающих по дну оврагов, балок и конусам выноса (сухим дельтам) в устье их долин.

Равнинный пролувий, как правило, образует небольшие конусы в устье оврагов и балок, располагающихся на склонах речных долин и эрозионных уступах. Более активно пролувиальные конусы образуются у подножий гор в устьях долин временных горных рек и селевых потоков. Так, например, примыкающие к подошве горных хребтов Тянь-Шаня пролувиальные шлейфы из крупных и мелких конусов в виде покатых обширных наклонных равнин, достигают мощности до нескольких километров, длины тысячи километров и ширины сотни километров. Таким образом, на равнинах пролувий редко имеет мощность более десяти метров, а в горах может превышать и сотни метров.

Пролувий формируется на субгоризонтальной поверхности, где заканчивается балка, овраг или горная долина, и где наблюдается потеря водными потоками транспортирующей силы (рисунок 5). Поэтому в строении пролувиальных отложений от вершины конуса к его периферии грубый обломочный материал (галечник, гравий) замещается более тонкозернистым (пески, суглинки). В вершине конуса материал плохо отсортирован, и с крупными обломками присутствуют мелкие пылеватые частицы. На периферии конуса, в его нижней части, пролувий сложен тонкослоистым пылеватым алевритовым или суглинистым материалом.

Для пролувиальных конусов типично чередование линзовидных прослоев разного состава. Снижение крупности материала по мере удаления от вершины конуса связано с малыми уклонами поверхности периферической части и растеканием вод временных русловых потоков по поверхности, а также уменьшением скорости потока. Здесь в периферической части пролувиального конуса образуется пояс мигрирующих вееров выноса. В

русловых ложбинах откладываются пески, а между ними наносы тонкослоистых супесей и суглинков. Часто эти осадки однородны и имеют лёссовидный облик. По окраине периферической части во влажном климате периодически возникают разливы вод, образуются водоемы озерного типа и болота, а в засушливых условиях мелководные соры и солончаки.

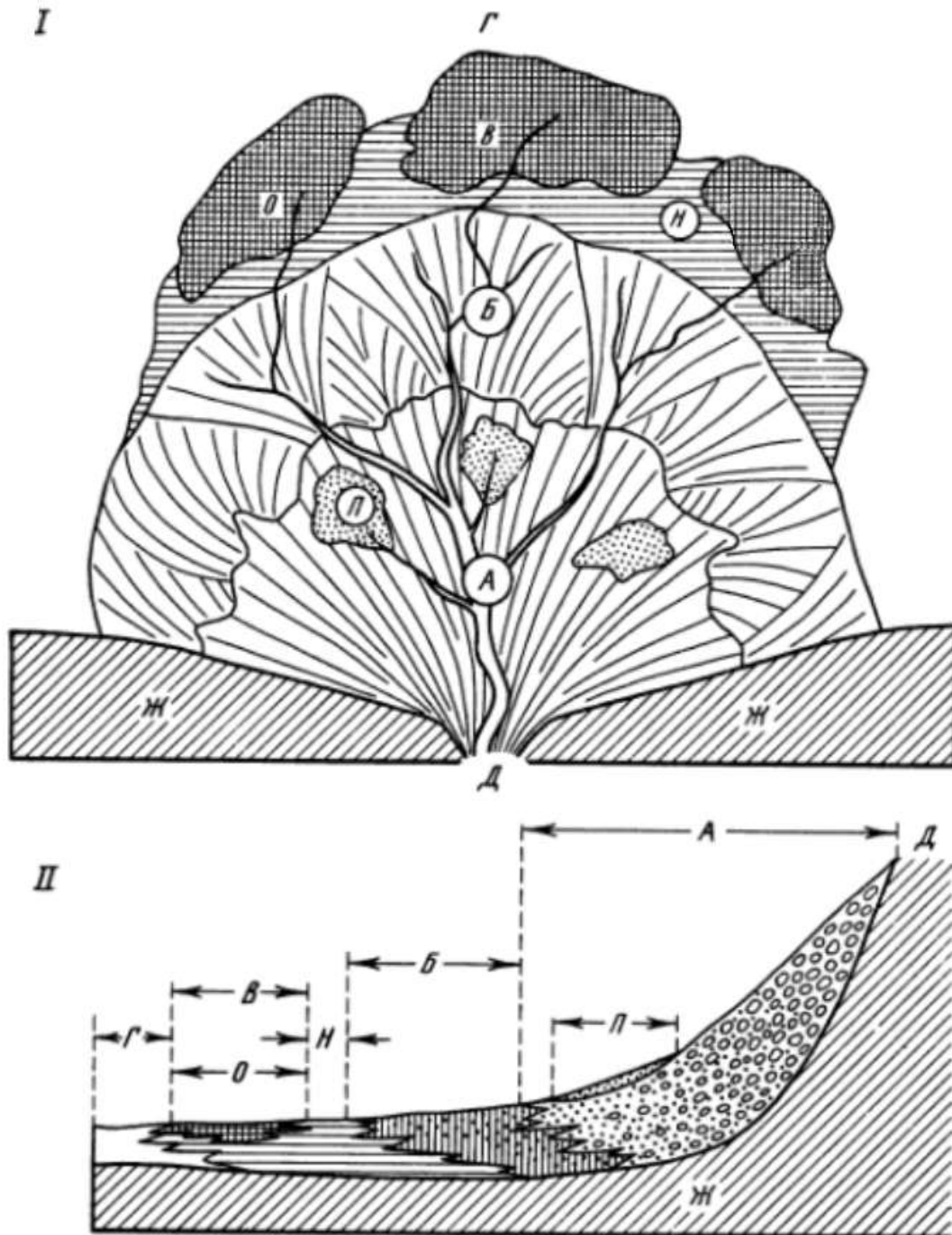


Рисунок 5. Схема строения крупного конуса выноса. План (I) и радиальный разрез по ДГ (II) (Шанцер, 1966): А – вершинная зона, П – покровные пески и супеси вееров выноса в пределах вершинной зоны, Б – средняя зона накопления «веерной» фации на периферии конуса выноса, В – фронтальная зона разливов и накопления осадков «застойноводной» фации (О – осадки озерного типа, Н – наземные, болотно-солончаковые), Г – непролювиальные отложения, Ж – породы горного склона

Минералогический и петрографический состав пролювия тесно связан с коренными и четвертичными породами, слагающими местность, где находится данный овраг или балка. По составу пород, которыми сложен пролювиальный конус, можно судить о составе пород, встречающихся в рассматриваемом районе (Самойлова, 1991).

Пролювий, образованный на равнинах, служит почвообразующей породой для почв овражно-балочного комплекса: овражно-балочные дерновые слаборазвитые, овражно-балочные дерновые намытые глеевые.

Лимний

Лимний (I) или озёрные отложения в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, водному ряду, озёрной или лимнической группе.

Озёрные отложения (лимний) накапливаются на дне замкнутых озёрных водоёмов, иногда при колебательном движении воды, влияние которого возрастает при увеличении размера озера, но чаще в спокойной малоподвижной среде на что указывает их горизонтальная слоистость.

Характер лимния зависит от размеров и глубины озера, от рельефа берега и прилегающих к озеру территорий, от проточного или бессточного режима озера и от климата местности.

Озёрные осадки бывают обломочные, органогенные и химические. Обломочные (терригенные) осадки приносят в озера реки и ручьи, а также волны прибоя при разрушении берега. Обломочные осадки представлены галькой, гравием, песками, суглинками, глинами. Часто встречаются песчано-глинистые осадки с тонкой горизонтальной слоистостью, вызванной сезонными изменениями приноса обломочных частиц.

Органогенные осадки представлены карбонатными, кремнистыми отложениями и сапропелем. Органогенные осадки могут обладать слоистостью по причине периодичности развития планктона. Сапропели и диатомиты формируются на дне озёр на территориях с влажным климатом. Отложения сапропеля в сельском хозяйстве применяются как органоминеральные удобрения, и как минеральная добавка в корм скоту. Использованию сапропеля должен предшествовать тщательный химический анализ. Во влажной зоне заболачивание озёр ведёт к накоплению торфа.

Химические осадки откладываются в бессточных озерах в виде солей. На дне озёр влажной зоны копятся химические осадки содержащие гидроксиды железа и марганца (минералы группы лимонита и вадов), озёрного мергеля (смеси глины и кальцита) и другие (Самойлова, 1991).

В засушливом климате в солоновато-водных и солёных озёрах в составе лимния преобладают химические осадки в виде кальцитовых и доло-

митовых мергелей, мергелистых глин, а также различные соли: галит NaCl , гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и другие.

Очень часто озёрные осадки имеют смешанный состав и состоят из обломочного, органогенного и хемогенного материала.

В прибрежных мелководных частях крупных озёр таких как Ладожское или Байкал и больших водохранилищах происходит аккумуляция грубых песчаных пород. В центральных же частях озёр копятя песчано-глинистые, глинистые, органические и химические осадки. У мелких озёр на равнинах в составе отложений преобладает тонкий глинисто-иловатый материал и химические осадки.

Озерные отложения важны с двух точек зрения:

- 1) древние озерные отложения, выходящие на поверхность являющиеся почвообразующими;
- 2) озерно-болотные отложения могут являться местными агрорудами.

Морена

Морена (gl) в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, ледниковому (гляциальному) ряду, собственно ледниковой (ортогляциальной) группе.

Морена – это ледниковые (гляциальные) отложения, являющиеся скоплением несортированных обломков горных пород, принесённых ледником и оставленных на месте его таяния. Отложенный после стаивания льда материал не имеет сортировки и слоистости. Различают основную, абляционную и конечную морены (рисунок 6).

Основная морена – это материал, находящийся между телом ледника и его ложем. Основная морена перетёрта и содержит мелкозём. Основная морена формирует рельеф моренных всхолмленных равнин.

Абляционная морена – это материал, осевший при таянии ледника на его поверхности или в его верхней толще. Абляционная морена менее плотная и грубая, так как перемыта тальными водами. Абляционная морена подстилается основной мореной.

Конечная морена – это скопление обломков пород у края ледника в виде конечно-моренных гряд – бугров, валов, холмов. Материал конечных морен менее сортирован, грубый, содержит валуны.

Минералогический, петрографический и гранулометрический состав морен зависит от питающих провинций, дальности переноса ледником обломков пород, положения материала в теле ледника, условий отложения и последующих преобразующих гипергенных процессов.

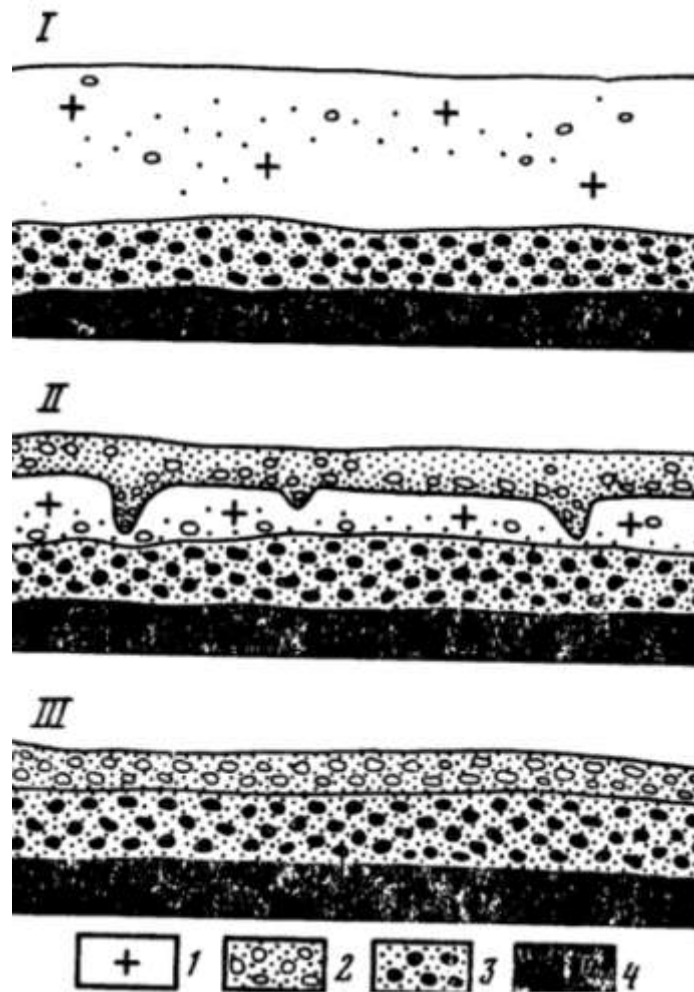


Рисунок 6. Схема образования основной и абляционной морен:
 I – подледная аккумуляция основной морены во время движения ледника,
 II – образование поверхностной морены при стаивании льда,
 III – образование абляционной морены поверх донной морены; 1 – лед,
 2 – абляционная морена, 3 – основная морена, 4 – коренная порода.

Окраска морен варьирует от темно-серых до палевых и красно-бурых оттенков, зависит от исходных пород, а также от последующего выветривания и изменения морены после её отложения. Поэтому окраска морены часто вторична. Морена, сложенная обломками гранита красно-бурая, гранитогнейсов – желто-бурая, основных пород – сероватая или желтоватая, красноцветных пород – красно-бурая, из чёрных глин – темно-серая. Высокое содержание соединений железа в окисной форме определяет красный оттенок морены. Соединения двухвалентного железа придают морене зеленовато-серый цвет. Часто красно-бурый цвет верхней толщи морены с глубиной меняется на холодную окраску. Например, под Москвой развиты красно-бурые морены, цвет которых обусловлен окислением и гидратацией железосодержащих соединений. Но встречаются морены, цвет которых тесно связан с окраской коренных пород. Так, под Ленинградом морены,

залегающие на синих глинах кембрийского возраста, имеют светло-голубой цвет.

Как почвообразующая порода морена рыхлая, неоднородна и богата грубыми обломками. Гранулометрический состав морен часто является валунным суглинком с небольшим количеством крупной пыли. Также бывают морены валунно-щебнистые, песчаные, супесчаные, суглинистые и глинистые. Соотношение гранулометрических фракций материала в морене может различаться даже в пределах одной толщи. Горная морена часто щебенчато-глыбовая. В материковой морене, в зависимости от дальности переноса материала, с севера на юг, количество валунов и гальки снижается. Так как при движении ледник дробит, перетирает и шлифует грубые обломки. На осадочных породах Русской равнины гранулометрический состав морен суглинистый, а на кристаллических породах лёгкий. Так, на Балтийском кристаллическом щите валунов и гальки содержится 12-30% от объема морены, а на Русской равнине менее 10%. Количество валунов растёт в краевой и абляционной моренах. В гранулометрическом составе морен валуны, гальки и гравий представлены обломками магматических и метаморфических пород, песчаные и пылеватые зёрна состоят из первичных минералов, илистая фракция сложена глинистыми минералами (каолинит, монтмориллонит, галлуазит и др.) (Самойлова, 1991).

Минералогический состав песчано-алевролитовой фракции морен представлен кварцем 80%, полевыми шпатами 15% и слюдами 5%.

Суглинистые морены имеют высокую плотность до $1,9 \text{ г/см}^3$, низкую пористость 24 - 43% и небольшую водопроницаемость от 13 до 90 см в сутки. Обломки в составе морен резко повышают водопроницаемость. Морены агрегированы и в сухом состоянии распадаются на плитки, призмы и ореховатые отдельности.

Мощность морен обусловлена их неравномерным накоплением, влиянием доледникового рельефа и варьирует от одного до десятков метров. В понижениях доледникового рельефа мощность морены больше, а на возвышениях меньше и может отсутствовать. В местах, где залегают несколько моренных горизонтов, разделенных межморенными отложениями, мощность возрастает. Увеличение мощности морены, приурочено к местам выступов доледникового рельефа, где ледник встречал препятствия и накапливал материал. Морены древних стадий оледенения со временем изменили состав и мощность и сохранились лишь местами. Поэтому древние морены имеют небольшую мощность и сильно трансформированы вторичными процессами выветривания. Молодые морены поздних стадий оледенения покрывают местность почти повсеместно, имеют большую мощность и

меньше изменены выветриванием. Наложение нескольких разновозрастных морен друг на друга определяет увеличение их общей мощности (Самойлова, 1991).

Морены современных ледников являются перемещаемыми, а древних ледников – отложенными. В четвертичном периоде материковые ледники наступали много раз. При наибольшем днепровском оледенении льды занимали 60% территории Северной Америки и 20% Евразии, оставив после себя моренные отложения. После наступлений ледники отступали. В периоды отступлений ледник таял и талые воды несли межледниковые флювиогляциальные отложения. Поэтому могут встречаться несколько разновозрастных толщ морен, наложенных друг на друга и разделенных межморенными отложениями. Приводя характеристики морены, обычно указывают время наступления ледника, то есть, когда были сформированы ледниковые отложения. Так, по сравнению с более ранними наступлениями ледников, в последнюю валдайскую эпоху ледниковый покров в Евразии был вдвое меньше, но в Северной Америке сокращение площади было незначительным. В плейстоцене на всех континентах горные ледники спускались значительно ниже современных. На экваторе границы горных ледников на 500 м были ниже, чем сейчас.

Морена как почвообразующая и подстилающая порода встречается в европейской части России. В плейстоцене в последнюю валдайскую стадию на севере Русской равнины существовало два центра оледенения: Скандинавский на западе и Новоземельский на востоке.

Морены Скандинавского центра содержат материал из двух питающих провинций: Балтийского кристаллического щита, сложенного магматическими и метаморфическими породами, и Русской платформы, состоящей из осадочных пород. На Кольском полуострове и в Карелии, из пород Балтийского щита образовалась молодая, слабо выветрелая, завалунованная, щебенчатая, песчаная и супесчаная морена. Данная морена по петрографическому составу кислая. Крупные валуны состоят из гранита раппакиви, гранитогнейсов и гнейсов. В горах Хибинах и Ловозерских тундрах также встречается морена из щелочных пород – нефелинового сиенита. Также морена содержит обломки слюдистых, глинистых, кремнистых сланцев и кварциты. Многие породы легко выветриваются, быстро теряют монолитность и превращаются в рухляк. Мощность морены небольшая на возвышенностях и значительная на пониженных участках рельефа. Цвет морены серо-зеленоватый. Морена захвачена почвообразованием на небольшую глубину. Почвообразование протекает по типу альфегумусового оподзоливания. На морене формируются иллювиально-железистые и иллю-

виально-железисто-гумусовые подзолы. Также в пределах Балтийского щита известна щебневатая морена из шунгитов (углеродистых сланцев) чёрного цвета. Формирующиеся на данной морене почвы по окраске и по содержанию гумуса в поверхностных горизонтах похожи на чернозём. Данные почвы плодородны и используются под пашню (Чижиков, 1968).

Карбонатная основная морена валдайского оледенения содержит известняки ордовика, силура, девона и залегает в Эстонии, Латвии, Литве и на северо-западе европейской территории России в Ленинградской, Псковской и Новгородской областях. За пределами валдайского оледенения карбонатная морена встречается в районе Белого озера и локально в Архангельской, Вологодской и Смоленской областях, где залегают известняки карбона. Карбонатная основная морена валдайского оледенения имеет разную мощность и свойства. Так, в Эстонии встречаются **маломощные** (до 50 см) карбонатные морены «**рикх**», залегающие на известняках. Данная морена имеет серый цвет, включает грубый известняковый детрит и вскипает с поверхности от соляной кислоты. В Ленинградской области, при высоком подстилании известняков, карбонатная морена принимает облик рендзин. Карбонатная морена содержит примеси обломков пород Фенноскандии, локально снижающие вскипание. Развитые на данной морене почвы маломощны, вскипают с поверхности от соляной кислоты, содержат валуны, гравий и гальку. Залегающие близко к поверхности валуны и плиты известняков затрудняют использование почв под пашню. Данные почвы относятся к типу дерново-карбонатных или рендзин, имеют высокое содержание гуматного гумуса до 22%, слабощелочную реакцию среды и обеспечены элементами питания. Содержание гуматов кальция высокое. Вследствие маломощности и щебнистости почвы характеризуются неустойчивым водным режимом. В целом почвы на карбонатной морене в лесной зоне сильно отличаются по плодородию от зональных подзолистых почв.

Серая основная карбонатная морена валдайского оледенения, с **более мощной толщей**, покрывающая коренные известняки, встречается в тех же районах, где и рикх. В нижней части толщи данная морена имеет грубый и щебневатый гранулометрический состав, как у рикха, верхняя же половина суглинистая. Такая морена вскипает на небольшой глубине и реже у самой поверхности, что зависит как от примеси кислых пород Фенноскандии, так и от положения в рельефе. На данной морене развиваются дерново-карбонатные выщелоченные почвы, состоящие из гумусово-аккумулятивного и красно-бурого иллювиального горизонтов. Признаков подзолообразования в профиле почв нет. Карбонаты присутствуют в виде галек, псевдомицелия и рыхлых мучнистых скоплений. В поверхностном

горизонте содержание фульватно-гуматного гумуса варьирует от 3 до 10%, количество гуматов кальция пониженное, реакция среды слабокислая. На глубине профиля почвы 30 - 60 см отмечается вскипание с соляной кислотой. Данные почвы, развитые на более мощной карбонатной морене, по содержанию гумуса и зернисто-комковатой структуре напоминают черноземы. Это самые плодородные почвы лесной зоны среди почв, используемых под пашню.

Южнее залегает карбонатная морена с **пониженной глубиной вскипания** (100 см и ниже), вследствие выщелоченности от карбонатов и обилия примесей пород Фенноскандии. Мощность морены более 1,5 метров, ниже она подстилается известняками, доломитами, а также бескарбонатными породами. Сохранившиеся обломки известняка в верхней толще морены влияют на почвообразование. На данной морене сформировались дерново-карбонатные оподзоленные, слабоподзолистые и дерново-среднеподзолистые почвы, менее нуждающиеся в известковании. Данные почвы имеют маломощный подзолистый горизонт палевого цвета. Ниже по профилю залегает красно-бурый иллювиальный горизонт, вскипающий на глубине от 70 до 100 см. Проявлению процесса лессивирования (накоплению натёчной глины) в иллювиальном горизонте способствует неглубокое подстилание почвы трещиноватой коренной карбонатной породой или сильно щебенчатым горизонтом морен, создающих хороший дренаж. В данных почвах содержание гумуса низкое от 2 до 4%. Реакция поверхностных горизонтов кислая, степень насыщенности основаниями невелика. Оподзоленные дерново-карбонатные почвы в начале своего развития с поверхности содержали карбонаты. Появление подзолистого процесса в лесной зоне объясняется постепенным выщелачиванием карбонатов в нижележащие горизонты. Степень оподзоливания зависит от начального содержания карбонатов, гранулометрического состава пород, особенностей рельефа, водного режима и биологического круговорота. Почвы, развитые на сильно карбонатной морене, могут долго задерживаться на предподзолистой стадии. Напротив, почвы на бедных карбонатами породах быстро эволюционируют в сильнооподзоленные разности (Чижиков, 1968).

На территории валдайского и калининского оледенений распространена морена **смешанного состава**, включающая породы Балтийского кристаллического щита и те осадочные породы различного петрографического и минералогического состава, которые встретились на пути движения ледника. Отложения данной морены убывают к югу, уходя под более молодые отложения московского оледенения, исчезая у поверхности в пределах днепровского оледенения. Морена имеет красно-бурый, реже желтовато-

бурый и оранжево-бурый цвет. В районе валдайского оледенения примеси красноцветов девона придают данной морене красные оттенки, а примеси карбонатов – жёлтый цвет. Установить связь морены смешенного состава с исходными породами достаточно трудно. Морена смешанного состава богата кварцем, захваченным ледником из четвертичных отложений, минералами пород Фенноскандии, содержит обломки и валунчики включений известняка, гнёзда и сплошные толщи жёлтого известнякового и мергелистого детрита. Карбонаты присутствующие в морене на глубине 1,5 - 2,0 метров благоприятно влияют на развитие дубравных элементов среди таежного леса, а также на кислотность почв. Глубокое залегание карбонатов слабо оказывает влияние на почвообразование. Морена смешанного состава по гранулометрическому составу в основном суглинистая и лишь у северных окраин она супесчаная (Самойлова, 1991).

Морена **новоземельского** центра оледенения развита на северо-востоке России. Слабо выветрелая Новоземельская морена тёмная, но на поверхности при более сильном выветривании она становится буроватой. Данная морена бедна валунами, среди которых нет обломков из магматических пород. Валуны состоят из зеленокаменных пород, известняков и сланцев. Ледник, двигаясь со стороны Новой Земли, выпахивал морские отложения, поэтому в морене есть окаменелости морских организмов. Гранулометрический состав морены тяжёлый, и она с поверхности плохо отличается от покровных отложений. Новоземельская морена вблизи Уральских гор смешивается с мореной **уральского** оледенения. Морена **уральского** оледенения имеет грубый гранулометрический состав, содержит щебенку и грубо окатанные валуны. Как почвообразующая порода морена уральского оледенения большого распространения не имеет (Чижиков, 1968).

Выделяют также и местные морены. Так, на западе Ленинградской области развита тяжёлая серая марена на кембрийской глине, на которой формируются поверхностно-глеевые почвы с кислой реакцией и слабой водопроницаемостью. На красноцветной легкой морене на девонском песчанике развиваются дерново-подзолистые почвы (Самойлова, 1991).

Флювиогляциальные отложения

Флювиогляциальные (водноледниковые) отложения (fgl) в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, ледниковому (гляциальному) ряду, водноледниковой (парагляциальной) группе, ледниково-речной (флювиогляциальной) подгруппе и подразделяются на внутриледниковые, краевые (интрагляциальные) и приледниковые (перигляциальные).

Флювиогляциальные (водноледниковые) отложения – это рыхлый обломочный материал, переотложенный талыми водами ледника, текущими в русле или в виде блуждающих потоков и размывающих ранее отложенную морену или четвертичные образования, залегающие на коренных породах.

Талые воды формируются в периоды наступления и отступления ледника, а также в тёплые сезоны года. Сильнее работа талых вод проявляется при потеплении климата и интенсивном таянии ледника. Флювиогляциальные наносы талых вод ледника по месту накопления относят к внутриледниковой, краевой (интрагляциальной) и внеледниковой (перигляциальной) зонам или областям.

Внутриледниковые флювиогляциальные отложения образуются в толще льда или под ним, когда талые воды текут по поверхности ледника и стекают по трещинам, каналам и туннелям до его подошвы, при этом они откладывают песчано-галечниковый материал. Так как отложение осадков происходит в каналах, туннелях и желобах, то при стаивании льда наносы остаются в виде линейно вытянутых скоплений и линз прямо внутри или на поверхности морены. Такие формы наносов называют озы. Озы имеют форму вытянутых прямых или извилистых гряд, похожих на железнодорожную насыпь или меандрирующую реку, с длиной от 50 м до 500 км. Подошвой для оз служит морена. Гранулометрический состав оз варьирует от валунника до мелких песков и пылеватых суглинков. Пески, гравий, галечник и окатанные валунчики, в теле оз имеют косую и диагональную слоистость. Также к внутриледниковым образованиям относят камы, которые имеют вид холмов, сложенных песчано-глинистым материалом, чередующихся с ложбинами и котловинами. Камы и озы быстро разрушаются, выравниваются и сохранились только в областях самого молодого Валдайского оледенения (Самойлова, 1991).

В краевой (интрагляциальной) области флювиогляциальные отложения образуют конусы выноса и дельты, а также маргинальные озы, которые примыкают к краевым моренам и возникают за счет выноса обломочного материала под-, внутри- и надледными потоками ледниковых вод. У края ледника, граничащего с подпрудными озёрами, напор потока уменьшался, и приносимый им обломочный материал отлагался в виде конусов выноса или дельт. Более крупный материал (валуны в поперечнике до 1 м) откладывался у вершин конусов выноса, а ниже накапливался песчаный материал, а ещё далее суглинистый. Для грубообломочных отложений характерна косая слоистость. Пески с мелким щебнем и суглинки имеют горизонтальную слоистость.

Во внеледниковой (перигляциальной) области, близко с краем таявшего ледника, на относительно ровной поверхности, потоки талых вод свободно растекались по обширной территории. В зависимости от интенсивности таяния льда, потоки талых вод меняли своё направление и силу, делились на мелкие блуждающие рукава, переплетались и обратно сливались в крупные протоки. Так формировались зандровые равнины или зандры. Гранулометрический состав зандров варьирует от песчано-гравийного до суглинистого. Рядом с ледником зандры сложены грубым слабо сортированным материалом со слоями крупнозернистых песков с галечником и единичными валунами. Дальше от края таявшего ледника потоки замедляли скорость и копился хорошо сортированный, мелкий и тонкий однородный материал, в котором на фракцию среднего или мелкого песка приходится более 80%. Флювиогляциальные отложения в толще зандров имеют косую и диагональную слоистость. Зандры образуются при долгом пребывании края ледника на одном месте.

При сильно расчленённом рельефе местности талые воды стекали в эрозионные долины, сливались в крупные водные потоки и уносили основную массу обломочного материала. Далее осадки откладывались как аллювий и создавали аллювиальные толщи, слагающие террасы рек.

Кроме грубого песчано-гравийного материала талые воды ледника выносили много тонкодисперсной мути, которая долго удерживалась в воде во взвешенном состоянии и уносилась далеко от края ледника. Часть тонкого материала при последующем отложении формировала покровные отложения, а другая часть уносилась потоком в Чёрное и Каспийское моря, на дне которых и отлагалась в виде песчано-глинистых пород четвертичного возраста (Самойлова, 1991).

Флювиогляциальные отложения залегают южнее морен, но могут быть и рассеяны лентами среди последних и являться межморенными. Флювиогляциальные отложения также могут залегать в виде линз в толще морены. Водноледниковые отложения вместе с аллювием древних и современных рек занимают обширные пространства – «полесья». Крупные полесья тянутся с запада от Припятского полесья к востоку: Деснинское, Окско-Мещерское, Верхне-Волжской низины, Балахнинское, Мокшинское, Ветлужское, Вятско-Камское.

Цвет флювиогляциальных отложений жёлтый, белый и серый.

Минералогический и петрографический составы водноледниковых отложений наследуются от обломочной части морены и представлены кварцевыми песками, гальками и валунами с примесью зёрен полевых шпатов и тёмноцветных материалов таких как роговая обманка, авгит, гранаты,

турмалин и других. Поверхность зёрен минералов часто покрыта охристой плёнкой из гидроксидов железа.

Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений чаще песчаный или супесчаный, колеблется от тонко-пылеватого до валунно-галечникового и зависит от силы потока, переносящего частицы. В толще песка встречаются валуны, галька, единичные и чередующиеся прослойки хрящевато-галечникового песка, линзы тонкопесчанисто-пылеватого и суглинистого состава. Супеси, залегающие в верхней 50 см толще, ниже сменяются песком, что связано с отступанием ледника и ослаблением силы потока, несущего и отлагающего уже только мелкие частицы. На формирование супеси также влияли процессы выветривания и почвообразования. Формирование флювиогляциальных толщ водными потоками придаёт им косую и диагональную слоистость с частым выклиниванием (исчезновением) отдельных слоёв. Слоистость на флювиогляциальных отложениях рассеивает почвообразование.

Флювиогляциальные отложения, **высоко подстилаемые мореной**, как почвообразующие породы придают почвам особые черты. Почвы, развитые на флювиогляциальных отложениях и залегающие в первом метре на подстилающих породах, имеют двучленное строение. Более тяжелый гранулометрический состав подстилающих пород меняет почвообразование. Атмосферная влага, проникая через верхние песчаные флювиогляциальные отложения, застаивается на подстилающей породе, приводя к развитию гидроморфных почв и заболачиванию. Иллювиирование в толще переслаивающихся флювиогляциальных песков способствует образованию буровато-красных ортзандов из гидроксидов железа. При этом верхняя полуметровая толща флювиогляциальных отложений отличается от нижележащей морены. Легче диагностируются флювиогляциальные отложения, **высоко подстилаемые коренными породами**. Последние занимают незначительную площадь.

Надморенные флювиогляциальные сортированные отложения малой мощности (до 20 см) или грубо переработанную водой морену определяют как **перемытую морену у поверхности** (Самойлова, 1991).

Лимногляциальные отложения

Лимногляциальные (озёрноледниковые) отложения (lgl) в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, ледниковому (гляциальному) ряду, водноледниковой (парагляциальной) группе, озёрноледниковой (лимногляциальной) подгруппе.

Озёрноледниковые отложения – это осадки, возникшие на дне озёр, как на поверхности ледника, так и в приледниковой области.

В местах просядок льда на тающем леднике формировались озёра с ледяными берегами, которые заполнялись озёрноледниковыми осадками. После стаивания ледника из осадков озёр образовались звонцы – малые водораздельные плато и камы – круглые и вытянутые холмы, разделённые котловинами (каммы по генезису также бывают флювиогляциальные и смешанные). Озёрноледниковые отложения залегают на морене и сложены глиной, суглинками и реже тонкозернистыми песками.

В приледниковой области, на месте запруд талых вод, создавались озёра. Когда озёра находились у края тающего ледника, талые воды несли в них крупный песок. Отступление тающего ледника вело к осаждению из талых вод в озёрах тонких суглинков. Дефицит талой воды в конце таяния ледника приводил к отложению в озёрах глины. Малые озёра накапливали горизонтально-слоистые пылевато-глинистые осадки, а в крупных озёрах песчаные и галечниковые осадки копились у берегов, а в центре глины. Верхняя толща озерногляциальных отложений сложена мелкопесчаными, крупно-пылеватыми суглинками и глинами, а нижняя крупным песком.

В течении года озерно-гляциальные осадки копились в виде тонких слоёв или «лент», позволяющих ими пользоваться в целях геохронологии. Каждая «лента» имеет летний светлый слой из крупных частиц кварца, оседавших на дно из обильных талых вод, и зимний тёмный слой из глинистых минералов, находившихся летом во взвешенном состоянии и отлагавшихся зимой в маловодной спокойной обстановке. Чередование слоёв или «лент» типично для озерногляциальных отложений, поэтому их называют «ленточными глинами». Ленточные глины и суглинки встречаются на северо-западе России, в районе валдайского оледенения.

Озёрноледниковые отложения наследуют свой цвет, минералогический и петрографический составы от морены. Так, серый цвет озерно-гляциальным отложениям придаёт маренный материал Фенноскандии, желтоватая окраска определена материалом карбонатной морены, материал девонских пестроцветных пород придаёт ленточным глинам коричневый, красноватый, малиновый и жёлтый цвет (Самойлова, 1991).

Эоловые отложения

Эоловые отложения в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, ветровому (эоловому) ряду. К группе перевеянных (перфляционных) эоловых отложений относят перевеянные пески (ae-s), а к группе навеянных (суперфляционных) эоловых отложений причисляют навеянные лёссы (ae-ls).

Эоловые отложения – это переотложенные и накопленные ветром осадки песчаного материала, ранее образованные на другой территории разными геологическими агентами (реккой, морем или озером). Выделяют два типа эоловых отложений.

К типу эоловых перевеянных песков (ae-s) относят передуваемые пески, образованные при выветривании в пустынях из коренных пород и четвертичных отложений. Эоловые пески развиты в пустынях, где ими сложены барханы, грядовые и бугристые пески. Вдоль берегов водоёмов эоловые пески образуют дюны. Частая смена направлений ветра придаёт эоловым пескам косую и перекрестную слоистость. Эоловые пески сортированы, окатаны, имеют матовую поверхность зёрен, трущихся друг о друга. В эоловых песках нет глинистых прослоев. Мощность эоловых песков варьирует от 2 до 100 и более метров. Эоловые перевеянные пески в Прикаспийской низменности образовались при перевеивании морских песчаных и супесчаных отложений (Самойлова, 1991).

К типу эоловых навеянных лёссов (ae-ls) и лессовидным породам относят принесённые ветром рыхлые пылеватые отложения. Лёссы встречаются в предгорьях, у подножий гор, на окраинах пустынь и в перигляциальных зонах. В России лёссы находятся на Русской равнине и на юго-востоке Западной Сибири в Приобье. На Украине лёссы залегают на Приднепровской равнине. Лёссы развиты в предгорьях в Казахстане и Ташкенте. Лёссы есть в Западной Европе и Северной Америке.

Желтовато-палевый цвет лёссов, развитых в сухом и холодном климате, определён плёнками извести на поверхности минералов. Яркая окраска типична лёссам, сформировавшимся в тёплом и влажном климате, где более интенсивное выветривание определило наличие на поверхности минералов плёнок как извести, так и гидроксидов железа.

Гранулометрический состав лёссов однороден как в толще, так и по простиранию. В гранулометрическом составе лёссов преобладает фракция пыли (0,01 – 0,005 мм) от 70 до 90%, которая представлена как частицами, так и агрегатами. При этом в глинистых лёссах агрегатов больше. Частиц крупнее 0,25 и менее 0,001 мм содержится не более 5%. Количество глинистых частиц растёт в более влажном климате и при удалённости лёсса от источника образования исходного материала. Поэтому глинистый лёсс развит в более южных районах Русской равнины. Гранулометрический состав лёссов также утяжеляется при движении от подножья к вершинам гор. В лёссах слои галечников и песков, а также включения валунов и галек редки.

Лёссам характерна просадочность – способность уплотняться во влажном состоянии под собственным весом или внешней нагрузкой, что

затрудняет возведение капитальных объектов. Просадочность лёссов объясняется высокой пористостью от 40 до 60% и наличием растворимых минералов. Рост глинистости лёссов и лёссовидных пород снижает просадочность. Лёссы в обрывах создают отвесные ровные стенки, что объясняется их вертикальной пористой текстурой и прочностью стенок пор и трещин, пропитанных известью. Поры в лёссах создаются ходами корней, дождевых червей и мелких беспозвоночных. Вертикальные поры определяют высокую водопроницаемость лёссов. Так, в вертикальном направлении лёссы промачиваются на глубину 1 м, а в горизонтальном на 0,02 м в сутки. Боковое движение воды в лёссах медленное. Также лёссам характерна высокая влагоёмкость.

Лессовидные породы в сравнении с лёссами менее обеспечены фракцией пыли (от 50 до 60%), которая замещается супесью, суглинком или глиной. Цвет лессовидных пород жёлтый, коричнево-красноватый, зеленовато-серый. У лессовидных пород однородность и просадочность меньше лёссов, и они могут быть слоистыми. Лессовидным породам типична столбчатая или вертикальная отдельность.

Мощность лёссовых отложений зависит от древнего рельефа и достигает 10 - 30 метров на пониженных участках.

Минералы в составе лёссов и лессовидных пород выветрелые. Пылеватая фракция включает остаточный кварц 50-70% и калиевые полевые шпаты 10-20%. Минералов богатых основаниями мало. Преобладает вторичный кальцит 5-20%. Илистая фракция содержит гидрослюда 50-60%, смешанослойные слюда-сметитовые образования 30-40%, хлорит и каолинит до 10%. Незначительно присутствуют тяжёлые минералы (циркон, ильменит, гранат, амфиболы) и легкорастворимые соли: NaCl , Na_2SO_4 , Na_2CO_3 , NaHCO_3 . Лёссы внеледниковых областей бедны карбонатами. Больше карбонатов содержат лёссы периферии пустынь. Карбонатами в лёссах сложены плёнки, пропитки, белоглазки, журавчики, а также скопления по порам и трещинам. С карбонатами ассоциирует гипс (Самойлова, 1991).

Ёмкость катионного обмена у лёссов низкая 10-20 мг-экв / 100 г и увеличивается до 30 мг-экв / 100 г у более тяжелых лёссовидных пород. Кроме того, карбонатные плёнки, покрывающие зёрна минералов, препятствуют обменным реакциям. Основными обменными катионами являются Ca и Mg, но также присутствуют обменные K и Na.

Преобладание в лёссе стойких к выветриванию минералов и кальцита предполагает его формирование в сухом холодном или жарком климате. Учитывая характеристики лёссовых отложений, Л.С. Берг в 1926 году

предложил «**почвенно-элювиальную**» гипотезу или теорию «**почвенного облёссования**». Согласно этой теории, ранее накопленный рыхлый материал однородного гранулометрического состава и разного генезиса (флювиогляциального, аллювиального, делювиального, пролювиального, элювиального и эолового), в сухом климате степей и пустынь подвергался выветриванию до стадии сиаллитно-карбонатного элювия. Далее продукты выветривания были переотложены и накоплены ветром. В результате всех изменений, в том числе происходящих после отложения осадка, сформировались отложения лёсса.

Согласно **эоловой** гипотезе Рихтгофена, дополненной в 1892 году В.А. Обручевым, лёсс сформировался эоловым путём. Исходный материал для образования лёссов и лессовидных пород формировался в пустынях Центральной Азии. Далее ветер переносил и аккумулировал уже готовый исходный материал на окраины этих пустынь, где и накапливались отложения лёсса или лёссовых пород.

В 1899 году П.А. Тутковский распространил эоловую гипотезу на лёссы Русской равнины и связал их образование с оледенениями. По его мнению, в холодном и сухом климате ледникового периода лёд ледников испарялся и оставлял сухую пыль. При этом сухой ветер выдувал пыль с территорий, занятых ледником, и уносил её к югу в приледниковые области, где и образовались лёссы. Физическое выветривание пород, принесённых ледником, в сухом и холодном климате содействовало созданию преобладающей фракции пыли в лёссах и лёссовидных породах.

Гипотеза **флювиогляциального** образования лёсса предложена в 1876 году П.А. Кропоткиным и развита в 1892 году В.В. Докучаевым. По данной теории фракция пыли осаждалась из талых вод ледника. При развевании ветром флювиогляциальных и аллювиальных отложений в долинах древних рек образовались лёссы. Флювиогляциальную гипотезу генезиса лёссов в 1973 году уточнил Ковда В.А. По его мнению, внеледниковые пространства Русской равнины были покрыты чехлом карбонатных пылеватых суглинков, отложенных потоками талых вод ледника. Дальнейшее накопление в них карбонатов кальция из грунтовых вод, высыхание, окисление и почвообразование способствовали формированию лёссовидных суглинков и лёссов (Самойлова, 1991).

В 1881 году П.Я. Армашевский и в 1888 году А.П. Павлов предложили гипотезу **делювиального** происхождения лёсса, по которой лёсс и лёссовидные породы образуются при переотложении рыхлых пород на склонах. Так, залегающие на вершинах возвышенностей породы (элювий сланцев, морена), в нижней части склонов часто сменяются лёссовидными кар-

бонатными породами. То есть делювиальный перенос способствует формированию у переотложенных пород пылеватости, пористой текстуры, карбонатности и других признаков лёсса.

Гипотеза **пролювиального** происхождения лёсса, предполагает, что лёсс образуется в периферических частях конусов выноса из пролювиальных отложений. Так, пролювиальный генезис характерен лёссам подгорных равнин Средней Азии.

Таким образом, источниками лёссового материала могли являться моренные отложения, горные породы пустынь и аллювиальные наносы. Аналогия в минералогическом составе лёссов и лессовидных пород, и породами, являющимися источником лёссового материала, удаленными на значительное расстояние проявляется сильно. В минералогическом составе лёссов и лессовидных пород и подстилающими их породами нет ничего общего. Это позволяет сделать выводы об образовании лёссов не в результате выветривания материнских пород на месте, а в результате приноса частиц из других областей (Самойлова, 1991).

Присутствие погребённых почв в толще отложений лёсса указывает на циклические изменения климата в плейстоцене, а также на движение земной коры. В ледниковые эпохи плейстоцена лёссы формировались во внеледниковых областях. Между ледниковыми эпохами, во время теплых межледниковий, накопление лёсса замедлялось и на его поверхности развивались почвы. Судя по свойствам погребённых почв, можно сказать, что в начале плейстоцена тёплые эпохи были более длинными, а ближе к концу стали короче. Более древние погребённые почвы формировались в тёплом климате субтропиков. Позже в условиях умеренного климата, образовались погребённые черноземы и лесные оподзоленные почвы. В то время как молодая погребённая брянская почва развивалась уже в криогенных условиях. Климат ледниковых эпох к концу плейстоцена стал более суровым. Самое сильное похолодание было в последнюю фазу Валдайского ледниковья, когда ледник уже деградировал и отступил в Скандинавию. Судя по ископаемой фауне и флоре, криогенные ландшафты в Валдайскую ледниковую эпоху были распространены не только у края ледника, но даже достигали Чёрного моря, захватывая районы современных субтропиков. Скорость накопления лёсса во время Валдайского оледенения достигала 0,7 мм в год.

Лёссы служат почвообразующей породой для самых плодородных почв – чернозёмов, а также наиболее плодородных почв аридной области – серозёмов. Почвы на лёссах и лессовидных породах имеют полный набор генетических горизонтов с большой мощностью.

Во влажном климате карбонаты и глинистые минералы лёссовидных пород под воздействием кислых агрессивных продуктов разложения лесной

растительности быстро выщелачиваются и движутся с почвенным раствором вниз по профилю вместе с продуктами разрушения. В этих условиях профиль почв быстро дифференцируется на элювиальный и иллювиальный горизонты.

Высокая водопроницаемость лессовидных пород не обеспечивает дренаж кратковременно промерзающим в зимний период почвам, формирующимся в холодном или умеренно-холодном гумидном климате. Перевлажнение верхних горизонтов этих почв происходит весной при их оттаивании, в то время как нижние мёрзлые слои являются водоупором. В верхних перенасыщенных влагой горизонтах, при наличии подвижного органического вещества, соединения железа переходят из трёхвалентной в двухвалентную форму и приобретают высокую мобильность. При этом соединения железа мигрируют вниз по профилю, а также формируют железистые конкреции. Эти процессы ведут к осветлению поверхностных горизонтов в виду выноса из них железа. Осветление идет быстрее при низком содержании железа и обилии кварца и полевых шпатов в породе. Восстановление и миграция железа, вместе с выносом ила, способствуют резкой дифференциации морфологии профиля почв. Сильно дифференцированный профиль с большой мощностью генетических горизонтов имеют почвы подзолистого типа, развитые на лёссовидных суглинках. В подобных условиях на данных породах формируются глубоко подзолистые почвы, у которых нижняя граница подзолистого горизонта опускается до глубины 30 - 50 см. Эти особенности наблюдаются не только у подзолистых, но и у серых лесных почв, а также у северных подтипов черноземов.

На карбонатных лёссовидных породах и лёссах в семиаридном умеренно-тёплом климате развиваются чернозёмы и серозёмы. Карбонатность пород определяет образование гуматно-кальциевого гумуса, прочно связанного с минеральной частью почв, обеспечивает неподвижность ила и стабильность почвенного поглощающего комплекса. Чернозёмы и серозёмы наследуют водно-физические свойства лёссов, что определяет их микроагрегированность, пористость, оптимальное соотношение влагоёмкости и водопроницаемости (Самойлова, 1991).

Палюстринные (органогенные) отложения

Палюстринные (органогенные) отложения (h) в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, субаэраль-фитогенному ряду, группе автохтонных торфяников (сформированных на месте).

Палюстринные отложения сложены автохтонными торфами верхового, низового, озёрного и старичного происхождения.

Верховые торфы образуются в таёжно-лесной зоне в местах понижений плоских водоразделов, заболачиваемых атмосферными поверхностными водами бедными зольными элементами. Верховые торфы формируются постепенно. В начале почвы развитые на лёгких бескарбонатных породах, подстилаемые глинистыми моренными, покровными или озёрными отложениями, выступающими в роли водоупоров, испытывают переувлажнение. На этом этапе заболачивания образуются перегнойно-подзолистые поверхностно-глееватые почвы с повышенным содержанием органического вещества в поверхностном горизонте и признаками оглеения в верхней части профиля. Позже оторфовывание гумусового горизонта приводит к развитию на поверхности почвы торфяного горизонта и формированию торфянисто- или торфяно-подзолисто-глеевых почв. Заболачивание при этом вызывает оглеение нижней части профиля почв. Дальнейший рост мощности торфянистого слоя ведёт к образованию торфяно-глеевой и собственно болотной верховой торфяной почвы. Растительность верховых болот представлена угнетёнными сосной, берёзой, из полукустарников встречаются багульник, голубика, клюква, в напочвенном покрове присутствуют сфагновые мхи. Разрастаясь в виде выпуклой подушки, сфагновые мхи угнетают лес и дают начало моховому болоту.

Низинные торфы формируются в низинах рельефа при переувлажнении почв жёсткими грунтовыми водами. Поверхностные воды, стекая по склону копятся, у его подножья, создавая переувлажнение в профиле почв выше уплотнённого иллювиального горизонта, играющего роль водоупора. Переувлажнение почв вызывает оглеение и анаэробное восстановление соединений железа, проявляющееся в виде грязно-сизой, голубой, синей или зеленовато-серой окраски. Жёсткие воды богатые зольными элементами и бикарбонатом кальция создают благоприятный питательный режим для растений. Бикарбонат кальция определяет нейтральную и слабощелочную реакцию среды, при которой процессы гумификации идут активней, а образующиеся гумусовые вещества нейтрализуются и закрепляются катионом кальция. На данных участках хорошо развивается влаголюбивая травянистая растительность, а из древесных и кустарниковых пород ольха чёрная, ива, берёза и смородина. В данных условиях изначально развиваются дерново-глеевые почвы. Длительное или постоянное заболачивание замедляет разложение растительных остатков на поверхности почвы, и они испытывают оторфовывание. Лесная подстилка замещается заторфованным дёрном, а после полноценным торфом. Постепенно дерново-глеевая почва превращается в болотную торфяную низинную почву.

Автохтонные торфяники образуются на месте отложения веществ, усвоенных растениями. В этом торфяники схожи с элювиальными образо-

ваниями, но не являются ими. Также торфы не являются почвой, а представляют собой накопленные органогенные отложения, эволюционно связанные в своём развитии с торфяно-глеевыми почвами или лесной подстилкой и гумусовым горизонтом подзолистых почв. То есть торф является преемником болотного почвообразования. Глеевый же горизонт остаётся элювиальным образованием, так как оглеение относится к элювиальному преобразованию почвообразующей породы. Другими словами, в торфянике присутствует аккумулятивная и элювиальная часть, связывающая его с элювиальными образованиями. Торфы имеют большую мощность и глубокое проникновение оглеения в подстилающие породы. Торфяники отличаются от торфяно-глеевых почв тем, что в торфах из-за их мощности корневая система растений не связана с минеральным грунтом и продукты выветривания подстилающих пород не вовлекаются растениями в биологический круговорот. Поэтому почвообразующей породой для торфа служит сам торф (Шанцер, 1966).

Озёрные торфяники образуются при зарастании впадин озёр земноводными и плавающими растениями. Под торфами в заросших озёрах залегают органогенные озёрные осадки – гиттии, сапропелиты и диатомиты, а ниже минеральные озёрные отложения. При заполнении озера от берегов к центру сапропелем на нём поселяются камыш, тростник и другие земноводные растения. После их отмирания растительные остатки заполняют мелководье. Также, торф образуется из трифоля, сабельника, телореза и других плавающих растений, которые формируют ковёр-сплавину. Отрываясь, нижние фрагменты сплавины погружаются на дно. Так происходит заторфовывание озера сверху и снизу. Далее на поверхности торфяной толщи поселяется болотная растительность. Мощность озёрных торфов достигает более 15 метров.

Старичные торфяники развиты на месте стариц речных пойм, и поэтому они связаны с деятельностью речного потока и с отложениями аллювия. Торфы имеют примесь терригенного аллювия (Самойлова, 1991).

Смешанные отложения

Смешанные отложения в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, ряду смешанные отложения.

В природе нет резких границ между разными генетическими типами почвообразующих пород, поэтому переходные зоны заняты отложениями смешанного генезиса. Смешанные отложения залегают между элювием водоразделов и делювием склонов, между пролювием и аллювием. Для понимания генезиса смешанных отложений важно знать закономерности поч-

венно-элювиальных процессов, склоновой денудации и осадконакопления, связанных в пространстве и во времени. Смешанными отложениями являются элювиально-делювиальные (eldl), делювиально-пролювиальные (dlpl), делювиально-аллювиальные (dlal), пролювиально-аллювиальные (plal) и другие образования.

В переходных зонах склона, где одновременно присутствуют слабая денудация, аккумуляция, элювиальные процессы и почвообразование, формируются три группы смешанных элювиально-делювиальных образований. Первая группа – это образования с элювиальной природой почвообразующих пород, но их верхняя часть переработана денудацией и переотложением. Например, «смытые» почвы, с укороченным гумусовым горизонтом, или «намытые» почвы, с аномально мощным гумусовым горизонтом и слоистостью, свидетельствующими о делювиальном переотложении. Вторую группу образуют маломощные и перемещенные на небольшое расстояние образования, потерявшие связь с исходными почвообразующими породами. В их составе присутствуют как перемытые и сортированные продукты склонового смыва, так и несортированные массы, смещенные процессами медленного движения грунта (крип). Эти образования близки по минералогическому составу с соседствующим элювием, давшим им начало. Третью группу образуют отложения ближнего переноса, переработанные почвенно-элювиальными процессами до коренных пород. Это уже переходные образования, которые невозможно отнести ни к элювию, ни к склоновым отложениям. Природа пестроты смешанных отложений склонов различна и зависит от видимого и погребенного микрорельефа поверхности, петрографического состава подстилающих пород, растительности и климата, определяющей ход почвенно-элювиальных процессов и склоновой денудации (Самойлова, 1991).

Отложения проблематического генезиса

Отложения проблематического генезиса в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, ряду отложения проблематического генезиса (pr).

У проблематических (полигенетических) почвообразующих пород происхождение дискуссионно. Например, у северных отложений лёсса (описаны ранее) и покровных лессовидных суглинков генезис может быть разным. Преобладание в покровных суглинках пылевой фракции допускает их образование за счёт физического выветривания из морены в суровом климате перигляционных областей. Но при этом не понятна сортированность покровных суглинков и отсутствие в них валунов. Более убедитель-

тельна водно-ледниковая гипотеза, по которой покровный суглинок образовался из взмученного и осаждённого из талых вод перемытого материала морены. Данная гипотеза объясняет почему покровные суглинки богаты легкими минералами, однородны или слоисты, имеют резкий контакт с мореной или обладают наличием прослоек песка и торфа между мореной и суглинком. Водно-ледниковая гипотеза подтверждается также и тем, что на территории перигляционной зоны Валдайского оледенения в покровных суглинках сохранились признаки криогенных процессов: криотурбации; полигональная трещиноватость и др. Покровные суглинки отлагались по краю ледника не только в низинах, но и на водоразделах, сглаживая древний рельеф. Залегание покровных суглинков на водоразделах объясняется их затоплением талыми водами, подпираемыми ледником. Покровные суглинки развиты на озерно-аллювиальных равнинах, в межгорных котловинах юга Сибири, на древних корях выветривания Предуралья, Южного Урала и Казахстана, в степи, а также в Северной Америке (Самойлова, 1991).

Некарбонатные лессовидные покровные суглинки лесной зоны европейской части России не всегда лишены карбонатов. Карбонаты есть в покровных суглинках Владимирского ополя, Кировской, Ярославской, Московской, Костромской и Нижегородской областях. Гипса и растворимых солей в данных покровных суглинках нет. В ледниковых и перигляциальных областях под покровными суглинками залегают флювиогляциальные отложения и морена. Покровные суглинки могут покрывать элювий магматических пород, древнеаллювиальные и озерно-аллювиальные отложения. Мощность покровных суглинков варьирует от десятков сантиметров на водоразделах и вершинах склонов до 10 метров у их подножий. Цвет некарбонатных покровных суглинков желтовато- и буровато-палевый. Яркость окраски усиливают примеси красноцветных коренных пород и тёплый климат с интенсивным выветриванием. Некарбонатные покровные суглинки сортированы, однородны или могут иметь слоистость, обладают плитчатой структурой и пористостью. В покровных суглинках преобладает фракция крупной пыли (0,05 - 0,01 мм) от 35 до 70%, содержание ила колеблется от 10 до 35%. Крупная пыль часто замещается средней и мелкой. По гранулометрическому составу покровные суглинки чаще являются пылеватыми суглинками и пылеватыми супесями и реже глинами. Пылеватость придаёт суглинкам мягкость и бархатистость. При движении с севера на юг пылеватость сменяется на глинистость, так как растёт интенсивность выветривания.

В минералогическом составе некарбонатных покровных суглинков преобладает кварц, далее следуют полевые шпаты, тяжелые и глинистые

минералы. Так как среди тяжёлых минералов в покровных суглинках доминируют гидроксиды железа, а в моренах легко выветривающиеся амфиболы и ильменит, то покровные суглинки по сравнению с мореной являются более выветрелыми. На северо-западе европейской части России глинистые минералы некарбонатных покровных суглинков имеют гидрослюдисто-каолинитовый состав, а в центре и на востоке содержат лабильные разбухающие силикаты, а также иллит и каолинит.

Некарбонатные покровные суглинки богаты кремнезёмом. Ёмкость катионного обмена у покровных суглинков мала (20 мг-экв/100 г) и зависит от гранулометрического состава. Среди обменных оснований преобладает кальций. Водород в некарбонатных покровных суглинках определяет низкие значения рН, и низкое количество катионов К и Na. Пористость покровных суглинков равна 32-39 %, плотность твёрдой фазы 2,7 г/см³. Глинистые некарбонатные покровные суглинки имеют высокую плотность, низкую фильтрационную способность и водоотдачу. На глинистых покровных суглинках в лесной зоне формируются поверхностно-глеевые почвы (Самойлова, 1991).

Покровные суглинки Западной Сибири желто-палевые с буроватым оттенком, бесструктурные, уплотнены, тонкопористые, с вертикальной делимостью, средне и тяжело суглинистые, реже легко суглинистые и глинистые, часто карбонатные и засолены. Засоленные породы в понижениях имеют более тяжёлый гранулометрический состав. Содержание крупной пыли в покровных суглинках менее 30%. Карбонаты рассеяны или находятся в виде псевдомицелия, вкраплений и пятен. Содержание карбонатов растёт с севера на юг от 2 до 9%. Рыхлое сложение покровных суглинков определяет хорошую водопроницаемость. В минералогическом составе крупных фракций содержится кварц 80% и калиевые полевые шпаты 20%. Тяжёлые фракции содержат эпидот, амфиболы, рудные и титанистые минералы. Илистая фракция включает каолинит, монтмориллонит, гидрослюды и смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования.

На юге Западной Сибири и в Казахстане покровные суглинки сформировались эоловым путём в сухом климате сухостепных или полупустынных ландшафтов. Почвы от покровных суглинков унаследовали гранулометрический и минералогический составы. Рыхлость и высокая водо- и корнепроницаемость покровных суглинков способствовала быстрому развитию почвообразовательных процессов и формированию мощных профилей почв с полным набором генетических горизонтов. Запасы питательных элементов в почвах невелики, так как среди минералов преобладают кварц и полевые шпаты, а в валовом составе содержание SiO₂ достигает 70-80%.

Южнее от некарбонатных лессовидных суглинков расположены карбонатные лёссовые породы (Самойлова, 1991).

Слабокарбонатные лессовидные суглинки залегают в лесостепи, южнее северных подтипов чернозема. Слабокарбонатные лессовидные суглинки не доходят до восточных границ Русской равнины, так как их распространение прерывают выходы на поверхность элювия и делювия коренных пород. Слабокарбонатные лессовидные суглинки также образуются там, где рядом с поверхностью залегает карбонатная морена. Внизу профиля почв, развитых на этих породах, появляются вторичные скопления карбонатов. Южнее, в более сухом климате, содержание вторичных карбонатов в породе увеличивается, и они залегают в иллювиальном карбонатном горизонте почв, ниже которого могут совсем исчезать. Вероятно, карбонаты могли возникнуть как из карбонатной породы, так и в данном климате под степной растительностью.

Южнее слабокарбонатных лессовидных суглинков залегают карбонатные лессовидные суглинки и лёсс. Карбонаты у почв на этих породах появляются уже в нижней части гумусового горизонта и достигают подстилающей их породы. Лёсс занимает западную зону карбонатных лёссовых пород. Лёсс имеет легко суглинистый гранулометрический состав с большим содержанием крупной пыли. При бедности видами минералов, лёсс обладает благоприятными физическими свойствами, что служит одной из причин образования на нём наиболее плодородных черноземных почв. Карбонатные лессовидные суглинки отличаются от лёсса более тяжелым гранулометрическим составом, иногда глинистым, содержащим много мелкой пыли и ила. На занимаемой этими тяжелосуглинистыми породами площадях в восточной половине зоны близко к поверхности подходят коренные породы, а также, их делювий. Но делювий на склонах здесь образовался также и из карбонатных суглинков водоразделов (Самойлова, 1991).

Самый южный вид лессовой породы – **высококарбонатные лессовидные суглинки**. Почвы, развитые на них, вскипают от соляной кислоты с поверхности. Высококарбонатные лессовидные суглинки кроме пылеватого гранулометрического состава могут быть глинистыми и опесчаненными. Кроме обилия карбонатов в данной почвообразующей породе присутствует в виде новообразований гипс, а местами и легкорастворимые соли. На высококарбонатной лессовой породе развиты почвы каштанового типа и заходящие с севера южные черноземы.

Проблематическими породами также являются **сыртовые глины**, развитые в сыртовом Заволжье в депрессии, которая окружена возвышенностями и только на южной стороне примыкает к Прикаспийской низмен-

ности. Сыртовые глины также встречаются в низинах в Высоком Заволжье. Порода названа в честь пологих увалов Сыртового Заволжья – сыртов. По одной из версий, сыртовые глины образовались в бассейнах дельтоволлиманного типа, когда с севера текли воды тающего ледника, а с юга их подпирали воды Каспийского моря. По другой версии сыртовые глины – это отложения терригенного материала в мелководных стоячих бассейнах и поверхностные элювиально-делювиальные покровы, образовавшиеся в континентальных условиях верхнего плиоцена. Полимиктовые сыртовые глины являются тяжёлыми суглинками и представляют собой глину с примесью кварцевых зёрен. Количество физической глины достигает 30-75%, крупнопылеватой фракции 20-30%, песчаной 5-18%, скелетных частиц до 2%. Также встречаются и легкосуглинистые отложения. Кроме карбонатов кальция и магния, содержание которых составляет от 5-10 до 15%, в этой породе присутствует рассеянный гипс и легкорастворимые соли (<1%). Карбонаты часто образуют конкреции. Мощность сыртовых глин достигает 50-60 м. В верхних 3 метрах глины однородны, или со слабой слоистостью, глубже опесчанены или заилены. Цвет сыртовых глин желто-бурый, бурошоколадный или серо-бурый.

На сыртовых глинах развиваются черноземы и каштановые почвы с укороченным и более резко дифференцированным профилем (Самойлова, 1991).

Морские отложения

Морские отложения в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, ряду морские отложения (m).

Морские отложения возникли благодаря четвертичным и более древним трансгрессиям (наступление) и регрессиям (отступление) морей. Морские отложения на территории России залегают вблизи берегов северных морей и на северной окраине Каспийского моря в Прикаспийской низменности, где только за четвертичный период море наступало четыре раза. Выделяют следующие трансгрессии Каспийского моря: бакинская, хазарская, хвалынская и новокаспийская. Данные трансгрессии оставили после себя комплекс морских отложений, объединяемых в одноимённые ярусы. Позже морские отложения могли быть перевеяны ветром или покрыты другими четвертичными отложениями. Гранулометрический состав морских отложений часто песчаный, реже глинистый. В морских отложениях могут присутствовать галечники и химические осадки. Накопление разных фракций происходит, в разных частях морского бассейна. В береговой полосе осаждаются галеч-

никовые и песчаные отложения. При удалении от берега пески замещаются глинами и затем морскими химическими осадками. К смешанному аллювиально-морскому типу относятся отложения дельт.

Гранулометрический состав отложений каспийской трансгрессии варьирует от тяжёлого, например, темно-коричневые шоколадные глины, до лёгкого у восточной границы. Встречаются также пылеватые, грубоватые супеси. Аридный климат способствует поднятию солей к поверхности и засолению каспийских морских отложений легкорастворимыми солями. На каспийских морских отложениях развиты наиболее засоленные почвы Европейской части России – приморские солончаки. Данные почвы покрывает влажная рыхлая корка из солей, под которой находится песчаный или супесчаный слой с большим количеством ракушек. Профиль приморских солончаков засолен хлоридами. На глубине более 1 метра сочится горько-солёная вода.

Лагунные отложения образуются при поднятии земной коры на приграничных участках между сушей и морем: в лиманах, дельтах, эстуариях, а также во внутриконтинентальных солёных озерах. Лагунные отложения, как правило, богаты солями, известняками, доломитами и имеют песчано-глинистый гранулометрический состав (Самойлова, 1991).

Антропогенные (техногенные) отложения

Антропогенные (техногенные) отложения в классификации четвертичных отложений Шанцера (1966, 1980) соответствуют классу осадочных отложений, антропогенному ряду, группе антропогенные отложения (а) (или техногенные).

Техногенные отложения (t) (от греч. – искусство, т. е. искусственные отложения) формируются благодаря деятельности человека. Объёмы техногенных отложений сегодня быстро растут. Техногенные отложения представлены отвалами горных выработок, насыпями, ирригационными наносами, дамбами, «культурными» наслоениями городов и так далее. Выделяют следующие **подтипы** техногенных отложений:

насыпные отложения – представляют собой промышленные отвалы шлака и золы, хвосты обогатительных фабрик, терриконы пустой породы, дамбы, свалки бытовых отходов;

засыпные отложения – образуются в результате засыпки природных или техногенных отрицательных форм рельефа естественным или техногенным грунтом;

намывные отложения – создадутся в результате искусственного намывания грунтов на прибрежные территории;

перемывные отложения – представлены гидроотвалами и намывными грядками, формирующимися при добыче и переработке полезных ископаемых с помощью драг (комплексно-механизированный горно-обогатительный агрегат, типа многоковшового цепного экскаватора, установленный на плавучую платформу);

отложения осадения – связаны с осаждением техногенных осадков в техногенных бассейнах, а также с перемещением тонких фракций отсевов дробления пород в природные водоемы;

строительные отложения – являются строительными материалами, беспорядочно складированными на земной поверхности;

селитебные отложения – производственно-бытовые отходы, встречающиеся, в том числе, в погребенном состоянии;

технодиагенетические отложения – представляют собой естественные породы, подвергшиеся пропитке, цементации, обжигу, расплавлению.

В составе техногенных отложений кроме суглинков, супесей, щебня, гравия и гальки часто присутствуют промышленный, строительный и бытовой мусор. Многие техногенные отложения по происхождению близки к естественным генетическим типам. Например, ирригационные осадки (отложения оросительных и осушительных каналов) соотносятся с русловым, пойменным аллювием и делювием (отложения поливных полей). Отвалы горных выработок похожи на гравитационные отложения.

На техногенных отложениях искусственно создаются или самообразуются техногенные поверхностные образования (ТПО). Данные образования не являются почвами, так как в них ещё не сформировались полноценные генетические горизонты. Но развитие ТПО в экосистеме с разными биоклиматическими, гидрологическими, гидрогеологическими, геоморфологическими условиями и видом хозяйственного использования (пашня, лесопосадки и др.) способствует при поселении растительности запуску почвообразования и их дальнейшему эволюционированию.

На техногенных отложениях естественным образом развиваются молодые примитивные – эмбриозёмы. У данных образований поверхностный органогенный гумусовый горизонт мощностью до 5 сантиметров слабо развит, а ниже сразу залегает техногенный грунт, например, пустая горная порода или намывные пески.

В ходе биологической рекультивации нарушенных территорий создают технозёмы. Профиль технозёмов является искусственной конструкцией из серии слоёв, не имеющих генетической связи. Поверхностный плодородный слой технозёма богатый органическим веществом создают из почвы донора или торфокомпостной смеси. Ниже залегают один или несколько насыпных слоёв, достигающих общей мощности более одного метра. Свой-

ства технозёмов, такие как продуктивность, сорбционные функции, миграция влаги и другие зависят от химического, минералогического, гранулометрического составов слоёв и грунтов, их подстилающих. Технозёмы занимают территории рекультивированных горных выработок, отвалов, шламо- и хвостохранилищ, скважинные зоны нефте- и газодобычи.

В Полевом определителе почв России (2008) выделяют группы ТПО: квазизёмы, натурфабрикаты, артифабрикаты и токсифабрикаты.

Группа квазизёмов объединяет гумусированные почвоподобные образования, имеющие один или несколько органогенных слоёв, подстилаемых минеральными слоями. Квазизёмы имеют подгруппы: реплантозёмы и урбиквазизёмы. Реплантозёмами являются образования, имеющие плодородный органоминеральный слой, подстилаемый спланированными нарушенными грунтами, в том числе насыпными. Реплантозёмы можно наблюдать на сельскохозяйственных землях. Урбиквазизёмы представляют собой образование, включающее гумусированный слой, который подстилается минеральной толщей, содержащей антропогенные включения. Урбиквазизёмы встречаются в городских и промышленных районах.

Группа натурфабрикатов включает образования, не имеющие гумусированного слоя и состоящие из естественного минерального, органического и органоминерального материала. Натурфабрикаты имеют подгруппы: абралиты, литостраты, органостраты и органолитостраты. Абралитами являются естественно залегающие вскрытые грунты днищ и бортов карьеров и прочих горных выработок. Литостраты представляют собой минеральные насыпные грунты: отвалы вскрышных и вмещающих пород, насыпи. Органостратами называют складированный природный органогенный материал, например, торф. Органолитостратами выступают скопления несортированного органоминерального материала природного и искусственного происхождения, используемые для рекультивации.

Группа артифабрикатов объединяет скопления промышленных или урбаногенных насыпных нетоксичных материалов, размещённых на площадках из естественных или нарушенных почв. Артифабрикаты имеют подгруппы: артииндустраты; артиурбистраты, артифимостраты. Артииндустратами являются отвалы нетоксичных материалов, например, шлак и зола, полученные при промышленной переработке естественного сырья. Артиурбистраты представлены бытовыми отходами городских свалок. Артифимостратами называют скопления органических масс (отходов деревообрабатывающих предприятий, фекальных стоков с животноводческих ферм или городов), размещённых на полях орошения.

Группа токсифабрикатов включает субстраты токсичные для организмов: хвостохранилища, отвалы вскрышных пород медно-колчеданных месторождений, вязкие нефтепродукты и прочие материалы.

Вопросы для самоконтроля

Элювий и его типы

1. Что такое элювий?
2. Как образуется элювий?
3. Какие особенности строения характерны для элювия?
4. На каких элементах рельефа формируется элювий? Какой баланс веществ у почв, формирующихся на элювии?
5. От чего зависит мощность элювия?
6. Влияют ли коренные породы на минералогический состав элювия?
7. Какие типы элювия Вы знаете?
8. Каковы особенности элювия магматических пород в пустынях и на склонах гор?
9. Перечислите характеристики элювия магматических пород, развитого во влажном умеренном климате.
10. Чем отличается элювий магматических пород, сформированный во влажном субтропическом и тропическом климате?
11. В чём разница между элювием кислых магматических пород и элювием основных магматических пород?
12. Какие типы почв формируются на элювии магматических пород?
13. Что представляет собой элювий песчаника?
14. Расскажите о гранулометрическом составе и свойствах почв, развитых на элювии песчаника.
15. Какие типы почв формируются на элювии песчаников?
16. Что представляет собой элювий карбонатных пород (известняков, доломитов и мергелей)?
17. Дайте характеристику гранулометрическому составу и свойствам почв, развитых на элювии карбонатных пород. В чём разница в свойствах почв, сформированных на мягких и твёрдых карбонатных породах?
18. Какие типы почв формируются на элювии карбонатных пород?
19. На каких элементах рельефа встречается элювий коренных глин?
20. Дайте характеристику минералогическому и гранулометрическому составам и свойствам пестроцветных полимиктовых глин Предуралья.

Коллювий

21. Дайте определение понятию коллювий.
22. Что такое коллювий обрушения? Какие характеристики имеют обвальные и осыпные накопления?
23. Что представляет собой коллювий оползания? Как образуются оползневые (деляпсий) и солифлюкционные (солифлюксий) накопления?

Делювий

24. Дайте определение понятию делювий.
25. В каком климате образование делювия имеет наибольшую интенсивность?

26. Влияет ли растительность на формирование делювия?
27. Какие зоны выделяют в продольном разрезе делювия? Раскройте особенности их строения.
28. От чего зависит минералогический состав делювия?
29. Чем отличается делювий известняка таёжно-лесной зоны от делювия известняка лесостепи и степи?
30. Какие особенности в гранулометрическом составе наблюдаются у делювия песчаника?
31. Дайте характеристику делювию коренных глин.
32. При каких условиях в делювии может развиваться оглеение? По каким признакам проводят его диагностику?
33. Какие почвы формируются на делювиальных отложениях?

Аллювий

34. Дайте определение понятию аллювий.
35. На каких элементах рельефа формируется современный аллювий?
36. Из какого материала формируется современный аллювий?
37. Какие факторы влияют на скорость накопления аллювия?
38. Влияют ли породы развитые в бассейне реки на гранулометрический и минералогический состав аллювия?
39. Дайте характеристику аллювию по степени сортированности, окатанности и слоистости.
40. На какие фации подразделяют аллювий?
41. Что представляет собой русловый аллювий? Где он формируется и какой гранулометрический состав ему характерен?
42. В какой части речной долины формируется пойменный аллювий?
43. Какие фракции гранулометрического состава характерны для пойменного аллювия?
44. Какие зоны пойменного аллювия выделяют в пойме?
45. Дайте характеристику пойменному аллювию в прирусловой зоне. В каких условиях здесь происходит отложение материала, и какой гранулометрический состав ему характерен?
46. Какие особенности имеет пойменный аллювий в центральной зоне?
47. Какие черты имеет пойменный аллювий в притеррасной зоне?
48. Почему в центральной и притеррасной зонах у почв, развитых на пойменном аллювии, формируется зернистая и комковатая структура?
49. Каким типом отложений сложен старичный аллювий?
50. Что такое старицы?
51. Какие типы почв формируются на современном аллювии и какое у них плодородие?
52. Перечислите причины, препятствующие развитию элювиального (подзолистого) процесса почвообразования у почв, формирующихся на современном аллювии.
53. На каких элементах рельефа формируется древний аллювий?
54. Какой возраст имеет древний аллювий и как он сформировался?

Пролувий

55. Дайте определение понятию пролувий.
56. Какой из пролувий более мощный – равнинный или горный?
57. Расскажите об особенностях строения пролувия.
58. Имеет ли связь минералогический и петрографический состав пролувия с породами района, где он сформировался?
59. Какие почвы формируются на пролувии?

Лимний

60. Что такое лимний или озёрные отложения?
61. Какая слоистость типична для лимния?
62. Какие факторы влияют на формирование лимния?
63. Как формируются обломочные (терригенные) озёрные осадки, и какой гранулометрический состав они имеют?
64. Перечислите органогенные озёрные осадки и расскажите, как они образуются?
65. Что представляют собой химические озёрные осадки?
66. Какое значение имеют озёрные отложения?

Морена

67. Дайте определение термину морена.
68. Характерна ли для материала морен сортировка и слоистость?
69. Что представляет собой основная морена?
70. Что такое абляционная морена?
71. Расскажите о конечной морене.
72. Какие факторы влияют на минералогический, петрографический и гранулометрический состав морен?
73. Какая бывает окраска морен и от чего она зависит?
74. Какой гранулометрический состав морен бывает и от чего он зависит?
75. Какие минералы входят в состав морен?
76. Какая плотность, пористость, водопроницаемость и структура характерна для суглинистых морен?
77. Какая бывает мощность морен и от чего она зависит?
78. Какое материковое оледенение считается наибольшим?
79. Назовите последнюю эпоху материкового оледенения?
80. Какие центры оледенения, существовали в плейстоцене на севере Русской равнины в последнюю валдайскую стадию?
81. Из каких питающих провинций Скандинавский центр оледенения выносил материал для формирования морен?
82. Дайте характеристику петрографическому составу морены, развитой на Кольском полуострове и в Карелии, из пород Балтийского щита. Какие почвы формируются на данной морене?
83. Расскажите о карбонатной основной морене валдайского оледенения, сформировавшейся из осадочных пород Русской платформы. Где встречается данная морена и какая мощность у неё бывает? Какие почвы развиты на данной морене, охарактеризуйте их свойства.

84. Расскажите о морене смешанного состава, образовавшейся на территории валдайского и калининского оледенений.

Флювиогляциальные отложения

85. Что такое флювиогляциальные отложения?
86. Как подразделяют флювиогляциальные отложения по месту накопления?
87. Как формируются внутриледниковые флювиогляциальные отложения озёры и камы? Какой у них гранулометрический состав?
88. Как образуются краевые флювиогляциальные отложения конусы выноса и дельты, а также маргинальные озёры?
89. Как и где образуются внеледниковые флювиогляциальные отложения заандровые равнины или зандры? Какой у них гранулометрический состав?
90. Есть ли связь между осадками талых вод ледника и аллювием, слагающим террасы рек, покровными и морскими отложениями?
91. Какой цвет имеют флювиогляциальные отложения?
92. Какой минералогический и петрографический состав у флювиогляциальных отложений? От чего он зависит?
93. Какой гранулометрический состав имеют флювиогляциальные отложения и от чего он зависит?
94. Какие почвы развиты на флювиогляциальных отложениях?

Озёрноледниковые отложения

95. Что представляют собой лимногляциальные (озёрноледниковые) отложения, как и где они формируются?
96. На каких породах залегают озёрноледниковые отложения?
97. Какой гранулометрический состав характерен для озёрноледниковых отложений?
98. Как образуются ленточные глины, и какую информацию они несут?
99. От чего зависит цвет, минералогический и петрографический составы озёрноледниковых отложений?

Эоловые отложения

100. Что представляют собой эоловые отложения?
101. Какие типы эоловых отложений бывают?
102. Дайте характеристику эоловым перевейанным пескам.
103. Расскажите о навейанных лёссах.
104. Чем определён цвет лёссов?
105. Какая фракция в гранулометрическом составе преобладает у лёссов?
106. Что такое просадочность лёссов и от чего она зависит?
107. Какая пористость у лёссов и с чем она связана?
108. Чем отличаются лёссы от лессовидных пород?
109. От чего зависит мощность лёссовых отложений, и какая она бывает?
110. Какие минералы входят в состав лёссов и лессовидных пород?
111. Какая ёмкость катионного обмена характерна для лёссов и лессовидных пород?

112. Какие гипотезы происхождения лёссов существуют?
113. Раскройте теорию «почвенного облессования» Л.С. Берга о происхождении лёсса.
114. Расскажите об эоловой гипотезе Рихтгофена, дополненной в 1892 году В.А. Обручевым о происхождении лёсса.
115. Дайте представление о том, как сформировались лёссы Русской равнины согласно гипотезе П.А. Тутковского.
116. Как сформировались лёссы согласно флювиогляциальной гипотезе П.А. Кропоткина позже развитой В.В. Докучаевым и уточнённой В.А. Ковдой?
117. Раскройте суть делювиальной гипотезы происхождения лёссов Армашевского П.Я. и Павлова А.П.
118. Расскажите о пролювиальной гипотезе происхождения лёссов.
119. Какую информацию несут погребённые почвы в отложениях лёсса?
120. Какая скорость накопления лёсса была во время Валдайского оледенения?
121. Какие почвы формируются на лёссах?

Палюстринные (органогенные) отложения

122. Что представляют собой палюстринные отложения?
123. Какие бывают по происхождению торфы?
124. Где и при каких условиях образуются верховые торфы?
125. Какие почвы принимают участие в формировании верховых торфов?
126. Расскажите, в каких местах и условиях формируются низинные торфы.
127. Из каких почв развиваются низинные торфяники?
128. Чем отличаются торфяники от торфяно-глеевых почв?
129. Как и где образуются озёрные торфяники?
130. Как и где образуются старичные торфяники?

Смешанные отложения

131. Что представляют собой смешанные отложения?
132. Где залегают смешанные отложения?
133. Приведите примеры смешанных отложений.
134. Какие группы смешанных элювиально-делювиальных отложений формируются на склонах?
135. Чем определена пестрота смешанных отложений склонов?

Отложения проблематического генезиса

136. Как образуются отложения проблематического генезиса?
137. Какие отложения проблематического генезиса Вы знаете?
138. Перечислите гипотезы формирования покровных суглинков.
139. Раскройте суть водно-ледниковой гипотезы образования покровных суглинков.
140. Дайте характеристику некарбонатным лессовидным покровным суглинкам лесной зоны европейской части России.
141. Какие почвы формируются на глинистых покровных суглинках в лесной зоне?

142. Чем отличаются некарбонатные покровные суглинки в лесной зоне европейской части России и в Западной Сибири?

143. В какой зоне залегают слабокарбонатные лессовидные суглинки?

144. Какие почвы формируются на высококарбонатных лессовидных суглинках?

145. Где географически залегают сыртовые глины и что они собой представляют?

146. Какие версии формирования сыртовых глин существуют?

147. Какие почвы развиваются на сыртовых глинах?

Морские отложения

148. Как возникли морские отложения?

149. Где на территории России залегают морские отложения?

150. Какие почвы формируются на морских отложениях?

Антропогенные (техногенные) отложения

151. Как формируются техногенные отложения?

152. Приведите примеры техногенных отложений.

153. Какие техногенные поверхностные образования формируются на техногенных отложениях?

154. Имеют ли слои техногенных поверхностных образований генетическую связь?

4. ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ ПЕРМСКОГО КРАЯ И ГОРОДА ПЕРМИ

Почвообразующие породы, формируемые из верхних толщ четвертичных отложений, под влиянием процессов почвообразования преобразуются в почвы. Понимание генезиса и знание характеристик разных типов четвертичных отложений и формирующихся на них почвообразующих пород позволяет понять состав, свойства и плодородие разных типов почв на них развивающихся.

На территории Пермского края генетические типы четвертичных отложений представлены элювием коренных пород, элюво-делювием, делювиальными отложениями, древним и современным аллювием, ледниковыми, флювиогляциальными, озёрно-ледниковыми отложениями, а также покровными глинами и суглинками (рисунок 7). На данных четвертичных отложениях формируются почвообразующие породы (рисунок 8), отличающиеся по генезису, свойствам и распространению, что влияет на пестроту, мелкоконтурность и частую смену в пространстве почв.

На севере края развиты водно-ледниковые и озёрно-ледниковые отложения лёгкого гранулометрического состава, являющиеся почвообразующими породами для подзолистых почв. Здесь же на моренных отложениях и перекрывающих их покровных суглинках развиты подзолы и торфянисто-подзолисто-глеевые суглинистые почвы.

В центральных и южных районах края преобладают элювиально-делювиальные суглинки и глины, на которых развиваются дерново-подзолистые суглинистые почвы. Широкое распространение имеют древнеаллювиальные отложения неогеновых террас р. Камы, на которых образуются дерново-подзолистые глинистые и суглинистые почвы. На древнеаллювиальных отложениях антропогеновых Камских террас формируются песчаные и супесчаные дерново-подзолы. На элювиально-делювиальных суглинках и глинах Кунгурской лесостепи формируются серые лесные почвы и чернозёмы оподзоленные.

На востоке края в горной части Урала, на элювии каменноугольных и девонских известняков и метаморфических пород, развиты горно-тундровые, горно-луговые, горно-лесные и горно-подзолистые почвы.

Во всех районах края, за исключением северных, где велика толщина четвертичных отложений встречаются почвообразующие породы богатые карбонатом кальция, на которых сформировались дерново-карбонатные и коричнево-бурые почвы. На палюстринных отложениях распространены почвы болотного и болотно-подзолистого типа. На современном аллювии в

поймах рек развиты аллювиальные почвы (Коротаев Н.Я., 1962; Атлас Пермского края, 2012; Еремченко, 2016).

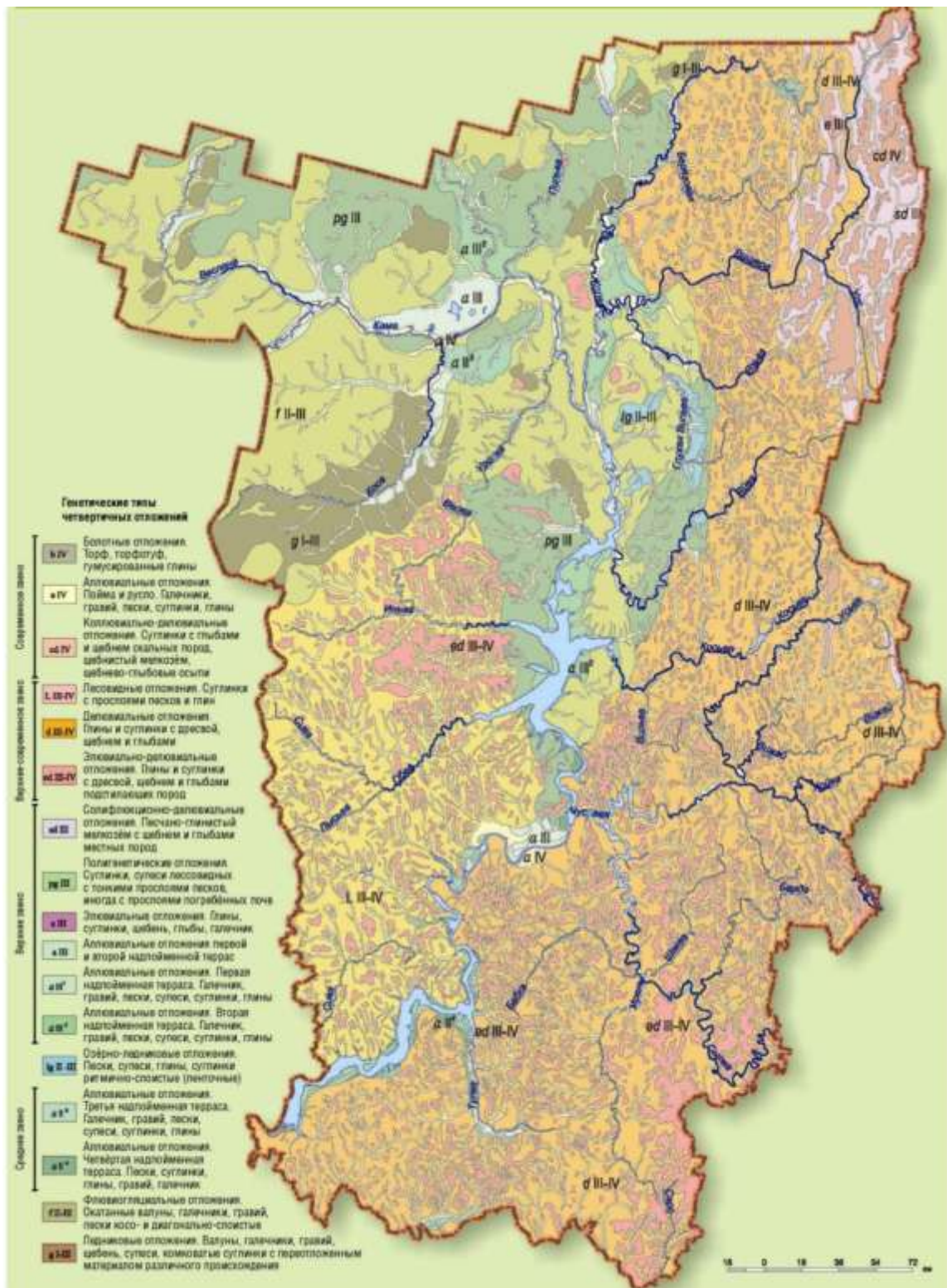


Рисунок 7. Карта генетических типов четвертичных отложений Пермского края (Атлас Пермского края, 2012)

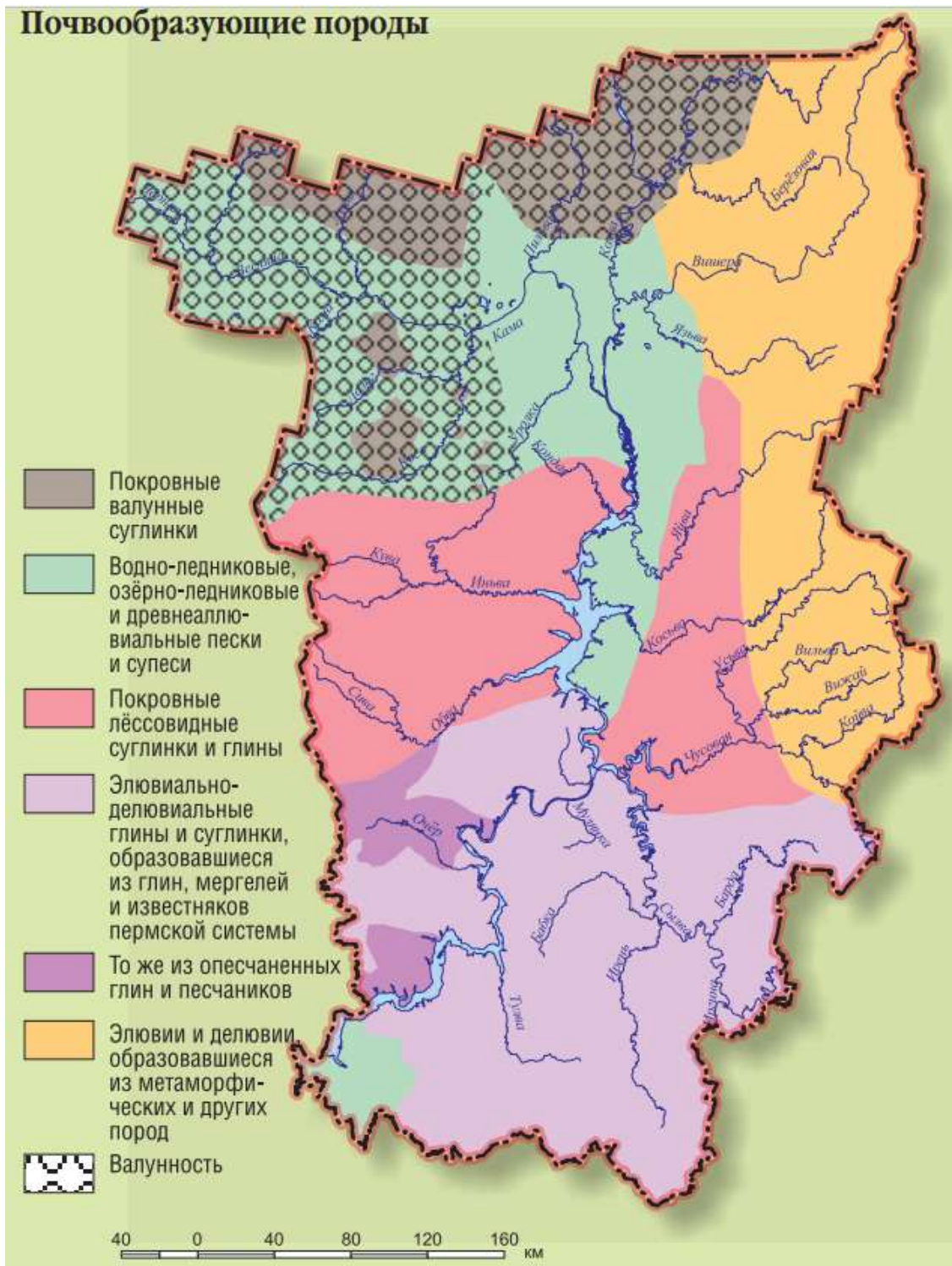


Рисунок 8. Карта почвообразующих пород Пермского края
(Атлас Пермского края, 2012)

Ниже дана характеристика почвообразующих пород Пермского края, залегающих на глубине 1,5 – 2,0 метра.

Элювии коренных пород (продукты выветривания, залегающие на месте их образования) встречаются на возвышенных водораздельных про-

странствах, на вершинах холмов и на перегибах верхних частей склонов. Как правило, элювий коренных пород залегает выше покровных отложений. В силу разнообразия исходных пород продукты их выветривания также разнообразны.

Элювий пермских глин представлен плотной бесструктурной глиной, шоколадно-, красновато-коричневой, буровато-, малиново-красной окраски с включениями плиточек невыветренной породы с раковистым изломом. Красноватый тон элювию пермской глины придают примеси оксидов несиликатного железа. Если при осадкообразовании локально накапливалось органическое вещество, то часть железа в составе минералов восстанавливалась и переходила в двухвалентную форму. Поэтому в пермской глине можно наблюдать прослойки зелёного и зеленовато-серого цвета, обусловленные присутствием минералов шамозита и сидерита.

Гранулометрический состав элювия пермских глин глинистый. Физической глины содержится около 60-70%, ила 20-47%. Прослойки песка в элювии пермских глин определяют его опесчаненность. В минералогическом составе пермской глины преобладает монтмориллонит, далее следуют каолинит, гидрослюды и хлорит. По сравнению с покровными глинами, химический состав элювия пермских глин богаче, и содержит на 10% меньше оксида кремния, а также имеет повышенную ёмкость катионного обмена (30-50 мг-экв/100 г породы). Обеспеченность подвижным фосфором и калием может быть как высокой, так и низкой (Коротаяев Н.Я., 1962; Скрыбина О.А., 1998; Власов М.Н., 2021).

На слабыветреном элювии пермских красноцветных глин, богатых первичными минералами, формируются слабодифференцированные коричнево-бурые почвы. В данных почвах несиликатное железо составляет более 60 % от общего. Среди несиликатных форм железа преобладают окристаллизованные вторичные оксиды (92 %), которые превалируют в почвообразующей породе. Освобождающееся при выветривании минералов железо в виде железисто-глинистых кутан осаждаётся на зёрнах минералов и обломках пород, и затормаживает процессы дифференциации профиля (Протасова, 2009). На пермских глинах также могут развиваться дерново-слабоподзолистые почвы, оподзоливание которых затормаживается освобождающимися в результате выветривания полуторными оксидами. На пермских бескарбонатных, опесчаненных глинах, развиты маломощные дерново-бурые почвы с красновато-бурой окраской. Поверхностные горизонты данных почв богаты гумусом гуматно-фульватного состава, имеют комковато-зернистую структуру, высокую кислотность, обусловленную подвижным алюминием, высокую ёмкость катионного обмена при некоторой ненасыщенности основаниями и отсутствие выноса илистых фракций

(Протасова, 2009; Еремченко, 2016). На пермских красноцветных карбонатных опесчаненных глинах развиты серогумусовые (дерновые) почвы, которые имеют формулу профиля: АУ-Сса. Почвы имеют коричневый цвет, глинистый или суглинистый гранулометрический состав, проявляют актуальную кислотность, насыщенность основаниями равна 80-88 %, содержание гумуса в слое до 10 см достигает 5-6 %, а на глубине 15-25 см резко падает. В почвах на пермских глинах главным является гумусовоаккумулятивный процесс, обилие несиликатного железа благоприятствует процессам метаморфизации минеральной массы, а в подгумусовых горизонтах могут проявиться признаки структурного и/или железистого метаморфизма (Еремченко, 2016).

Элювий мергелей часто переслаивается с пермской глиной, обладает светло-розовой, красновато-коричневой окраской и представляет собой карбонатную вязкую бесструктурную глину с большим количеством илистых частиц. Элювий мергелей является почвообразующей породой для дерново-карбонатных почв.

Элювий известняков похож на элювий мергелей, но отличается присутствием скелетных фракций, представленных дресвой, щебнем и плитками известняка, количество которых с глубиной увеличивается и постепенно переходит в плитчатый плотный известняк. Элювий известняков бурно «вскипает» с 10% соляной кислотой, имеет светло-бурую и красновато-бурую окраску, а также глинистый или тяжелосуглинистый гранулометрический состав. На элювии пермских карбонатных пород – известняках, доломитах и мергелях, развиваются дерново-карбонатные почвы. Данные почвы пятнами занимают верхние части склонов и их перегибы (Коротаев Н.Я., 1962; Скрыбина О.А., 1998; Власов М.Н., 2021). В классификации почв РФ (2004) дерново-карбонатные почвы с мощностью профиля более 30 см входят в отдел органо-аккумулятивных почв, в тип серо-гумусовых (дерновых) или тёмногумусовых почв. Гумусовый горизонт в профиле данных почв постепенно сменяется почвообразующей породой. Средняя часть профиля педогенной структурной организации, ясно выраженного суспензионного переноса и иллювиирования органо-минеральных соединений не имеет. Дерново-карбонатные почвы с мощностью профиля менее 30 см относят к отделам литозёмов и слаборазвитых почв. В отделе литозёмов выделяют тип карбо-литозёмов, а в отделе слаборазвитых почв – тип карбо-петрозёмов. Органогенные или гумусовые горизонты карбо-литозёмов резко или постепенно сменяются слабоизменённым элювием плотных карбонатных пород. У карбо-петрозёмов слаборазвитые органогенные или органогенно-гумусовые горизонты залегают сразу на плотных породах (Классификация..., 2004). В профиле карбо-литозёма тёмногумусового и темно-

гумусовых почв на элювии карбонатных пород основным почвообразующим процессом является гумусовоаккумулятивный. Накоплению гумуса способствует близкая к нейтральной реакция среды и насыщенный основаниями поглощающий комплекс (Еремченко, 2016).

На склонах речных долин развиты серогумусовые почвы на элювии гипсов, песчаников, конгломератов и глинистых сланцев с формулой профиля: АУ-С(са,сs) (Еремченко, 2016).

Элювию гипса характерна бесструктурность, желтовато-палевая окраска, повышенная плотность, пористость, средне- и тяжелосуглинистый гранулометрический состав. Данная почвообразующая порода «вскипает» с 10% соляной кислотой. На элювии гипса на юго-востоке Пермского края на склонах речных долин развиты дерново-карбонатные почвы.

Элювий песчаников имеет сероватый или буроватый цвет, а также песчаный или супесчаный гранулометрический состав. Фракции песка содержат кварц, плагиоклазы и слюды, также присутствуют обломки эффузивных пород. Если цемент исходной породы содержал карбонаты, элювий песчаников также может быть карбонатным. На элювии песчаников развиты дерново-слабоподзолистые почвы.

Элювий конгломератов представляет собой песчаную, супесчаную, или суглинистую массу с обильным включением галечника. Гальки, размером от 0,5 до 15 сантиметров, серого и бурого цвета хорошо окатаны и сложены кварцитом, яшмой, диабазом, порфиритом и кремнистым сланцем. На элювии конгломератов развиты скелетные дерново-подзолистые почвы.

Элювий глинистых сланцев на территории Предуральяского краевого прогиба имеет толщину от 1 до 3 метров, тяжелосуглинистый гранулометрический состав, желто-бурюю или светло-бурюю окраску. Элювий глинистых сланцев в мелкоземистой массе содержит включения обломков невыветрившейся породы.

Элювиально-делювиальные отложения создаются, когда делювий отлагаемый безрусловыми водами, достигает водораздела и плавно смешивается с близким к нему по составу элювием. Генетическая сопряженность элюво-делювия с коренными породами хорошо выражена. Элювиально-делювиальные отложения заметно отличаются от элювия. Так, элюво-делювий пермских глин утрачивает вапновидную структуру и может приобретать опесчаненность. Элюво-делювий разнообразен по цвету, гранулометрическому составу, и содержанию карбонатов. Элювиально-делювиальные отложения встречаются на равнинной части южной трети Пермского края, где они соседствуют с покровными глинами и суглинками.

Делювиальные отложения образуются при смыве (переотложении) продуктов выветривания коренных пород и почв безрусловыми дождевыми

и тальми водами и последующем накоплении осадков в виде чехлов и шлейфов на средних частях вогнутых склонов, их подножьях и на поверхности террас. Делювиальные отложения образовались при процессах древней эрозии (четвертичный период) и современной ускоренной эрозии. Делювиальные отложения представлены бескарбонатными и карбонатными жёлто-бурыми глинами, суглинками, глинистыми супесями со слабо выраженной слоистостью. При близком залегании грунтовых вод делювий имеет признаки оглеения в виде ржаво-бурых пятен закисных форм железа. В предгорных районах делювий характеризуется щебнистостью и содержит примеси дресвы, щебня и галек. Мощность чехлов делювия может варьировать от 2 до 15 метров. Делювиальные отложения являются почвообразующей породой для дерново-глеевых и дерновых намытых почв.

Пролювиальные отложения возникают в процессе деятельности временных водотоков. Представлены песчано-глинистыми осадками с примесью дресвяно-щебнистого материала и переотложенных галек. Первично-обломочный материал плохо отсортирован и слабо окатан. Осадки покрывают днища оврагов и логов, а в их устьях образуют «конусы», или «вееры» выноса. В распределении осадков наблюдается дифференциация частиц и обломков: более крупные из них располагаются в верхних частях водотоков, мелкие – ниже по течению. Мощность пролювия до 1-1,5 метров. Пролувий служит почвообразующей породой для почв овражно-балочного комплекса: овражно-балочные дерновые слаборазвитые; овражно-балочные дерновые намытые глеевые.

Коллювиальные отложения развиты на крутых склонах в виде осыпей и обвалов. Коллювий скатываясь вниз под действием силы тяжести образован щебнисто-глыбовым материалом. Коллювий дифференцирован: крупные обломки находятся в нижних частях шлейфов, мелкие – в верхних. Мощность коллювия достигает 1,5-2 метра. Совмещаясь с делювием, коллювий, образует делювиально-коллювиальные отложения.

Солифлюкционные отложения образуются в результате сползания вниз по склону оттаявшего и перенасыщенного водой грунта по водоупорному промёрзшему слою. В некоторых местах бывает трудно провести границу между делювиальными с солифлюкционными отложениями и их относят к делювиально-солифлюкционным отложениям. Солифлюкционные отложения встречаются на крутых склонах на севере равнинной территории Пермского края.

Древнеаллювиальные отложения приурочены к долинам рек Кама, Чусовая, Вишера, Косьва, Иньва, Тулва, Очер и достигают мощности 30-40 метров на 3-4 террасах. Древнеаллювиальные отложения сформировались в результате приноса материала с западного склона Урала и разрушения

верхнепермских отложений, русловыми водами древних рек, и крупными потоками талых вод ледника. Древний аллювий слоист, имеет разный гранулометрический состав, красно-, и тёмно-бурую окраску, в нём может присутствовать галька и щебёнка.

Плиоценовый аллювий пятых надпойменных террас многих рек Предуралья представлен красно-, и темно-бурыми, иногда опесчаненными глинами с кварцевой галькой и щебенкой местных пород.

Четвертая надпойменная терраса р. Камы сложена древним аллювием нижнеплейстоценового возраста – галечниками, песками. Третья надпойменная терраса имеет среднеплейстоценовый возраст. Ранняя формация содержит песчано-гравийные отложения, перекрытые суглинками и глинами, поздняя формация сложена песчано-гравийными отложениями, а выше – песками.

Первая и вторая надпойменные террасы верхнеплейстоценового возраста являются аккумулятивными, широко распространены в долинах реки Кама и всех её притоков, сложены слоистыми мелкими песками, реже – лессовидными суглинками. Слоистость отложений обусловлена различиями в степени глинистости песков или их крупности.

Древнеаллювиальные отложения являются почвообразующими породами для подзолистых и дерново-подзолистых почв.

На древнеаллювиальных песках в сосновых борах на берегах Камского и Воткинского водохранилищ развиты псаммозёмы гумусовые. Формула профиля псаммозёмов гумусовых: W(e)-C(ff)-C(g). Лесная подстилка псаммозёмов слоем до 3 см представляет собой смесь песка, древесных остатков и хвойно-мохового подстилочного материала разной степени разложения. Буровато-серый гумусовый горизонт мощностью до 5 см слабо развит, бесструктурный или непрочнo-комковатый, связно- и рыхло песчаный, с признаками оподзоленности. Процесс оподзоливания удаляет железистые плёнки с поверхности песчаных зёрен и формирует «седоватость». В нижней части гумусового горизонта находится белесый слой до 2 см. Ниже залегает переходный горизонт мощностью до 10-12 см, коричневато-бурой окраски с «седоватостью» в верхней части, песчаный, бесструктурный, рассыпчатый. Почвообразующая порода – светло-, рыжевато-бурый или бурый песок. На глубине 1 метра встречаются ржаво-охристые цементированные ровные или извилистые псевдофибры в виде прослоек толщиной до 5 мм. Ниже заметна глееватость в виде сизоватых пятен, охристых примазок и пропиток по ходам корней (Еремченко, 2016). В гумусовом горизонте псаммозёмов реакция среды сильноокислая, а на глубине двух метров становится нейтральной. Содержание гумуса в гумусовом горизонте достигает 5%, и резко снижается до 1,5 % под ним. Гумус в виде грубого органиче-

ского материала гомогенно перемешан с минеральными частицами. По всему профилю псамозёмов преобладают фракции крупного и среднего песка. Биогенные процессы в гумусовом горизонте повышают содержание ила (Еремченко, 2016).

Современные аллювиальные отложения образовались в голоцене (в течение последних 10-12 тысяч лет) и залегают в поймах рек. Современный аллювий формируется во время половодья при выходе из русла постоянных водных потоков. Полые воды в зависимости от скорости течения приносят, перемещают, перекачивают и сортируют взмученный материал – аллювий. В зависимости от интенсивности половодья в разные годы, высоты участка поймы, скорости течения воды, наличия древесно-кустарниковой растительности гранулометрический состав современного аллювия варьирует – от песчаного до глинистого. Более лёгкий по гранулометрическому составу аллювий (галька, песок) оседает в прирусловой пойме и в русле реки, более тяжёлый (супесь и суглинок) в средней пойме и самый тяжёлый (илистые частицы) в притеррасной пойме. Современный аллювий характеризуется слоистостью, сильным варьированием всех морфологических свойств по простирацию, наличием погребенных почвенных горизонтов, присутствием или отсутствием карбонатов. Мощность современного аллювия малых рек варьирует от 1 до 5 метров, крупных от 10 до 25 метров. Современный аллювий служит почвообразующей породой для аллювиальных почв пойм.

Ледниковые отложения на севере Пермского края в бассейнах рек Коса, Уролка, Кондас слагают днепровскую морену среднеплейстоценового возраста. Морена образовалась при таянии ледника, при этом весь захваченный ледником материал осел на поверхность и сформировал всхолмленный рельеф. Перемещённый и отложенный ледником рыхлообломочный материал представлен: валунными глинами, суглинками и супесями. Грубообломочного материала – дресвы, щебня, гальки и валунов мало, размеры обломков варьируют от 15 до 100 см. В петрографическом составе валунно-галечникового материала встречаются песчаники, кварциты, кремни, сланцы, известняки, доломиты, редко метаморфические и изверженные породы. Характерными признаками ледниковых отложений является их высокая плотность, несортированность, отсутствие слоистости. В ледниковых отложениях содержание глинистых частиц варьирует от 18 до 30%, пылеватой фракции до 40%. Илистая фракция содержит минералы: бейделлит, хлорит и слюды, а также примеси минералов гидроксидов железа. Мощность ледниковых отложений достигает 5 метров.

Флювиогляциальные отложения среднеплейстоценового возраста развиты в северных районах Коми-Пермяцкого округа, в Чердынском, Ны-

робском, Соликамском, Красновишерском, Усольском, Березниковском районах, севернее линии Кудымкар - Майкор - Губаха. Водноледниковые отложения плащеобразно покрывают низкие водораздельные пространства с отметками высот не более 190 метров и пологие склоны речных долин (IV, III надпойменные террасы). Водноледниковые отложения являются осадками талых вод ледника, которые размывали моренные и другие рыхлые отложения, встречающиеся у них на пути. Водноледниковые отложения представляют собой хорошо промытую песчаную и супесчаную массу с редким включением гальки, подстилаемую мореной или коренными породами. Отложения слоисты, наблюдается ожелезнение, выражающееся в яркой окраске бурых и красных тонов, наличии стяжений и корочек лимонита. В минералогическом составе лёгкой фракции (95%) преобладают кварц, полевые шпаты и плагиоклазы, тяжелая фракция (5%) сложена рудными минералами, эпидотом, цоизитом, цирконом, турмалином, роговой обманкой, хлоритом, мусковитом и биотитом. Мощность водноледниковых отложений в понижениях достигает 7 - 10 метров, рядом с вершинами холмов и увалов уменьшается до нескольких дециметров. На водно-ледниковых отложениях формируются подзолистые и дерново-подзолистые лёгкие почвы.

Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения имеют среднеплейстоценовый возраст, генетически и пространственно связаны с флювиогляциальными отложениями, распространены на левобережье реки Кама, в Соликамском, Чайковском, местами в Частинском районах. Отложения образовались в приледниковых проточных озёрах, где происходило постоянное удаление глинистых частиц и отложение песков и супесей. К озерно-ледниковым отложениям относятся ленточные глины и супеси с горизонтальной слоистостью с ритмическим чередованием тонких песчаных прослоев и более мощных глинистых. При этом каждая пара слоёв представляет собой результат годового накопления осадков в озере.

Покровные глины и суглинки преобладают в центральной и южной частях Пермского края, а также развиты в северных районах на водоразделах рек Колва, Вишера, Пильва, Лопва. Покровные глины и суглинки являются полигенетическими. На севере Пермского края их генезис связан с деятельностью ледниковых вод, в остальных районах покровные отложения элювиально-делювиального происхождения, то есть являются продуктами выветривания и переотложения пород пермского возраста. Покровные глины и суглинки залегают на водораздельных участках, пологих склонах во втором метре от поверхности.

Покровные отложения делятся на опесчаненные нелёссовидные и лёссовидные. Лёссовидные глины и суглинки имеют в гранулометрическом составе повышенную долю фракции крупной пыли (30-40%). Покровные

отложения представляют собой рыхлую, обычно некарбонатную, тонкопористую, суглинистую и глинистую массу, жёлто-, коричнево- и светло-бурого цвета, чаще всего однородную по гранулометрическому составу. Редко встречаются прослойки супеси и лёгкого суглинка толщиной от 1 до 1,5 сантиметров, единично халцедоновые гальки диаметром 2-3 см. В толще лессовидных суглинков и глин могут встречаться карбонатные новообразования – псевдомицелий и прожилки. Покровные отложения имеют трехкомпонентный минералогический состав илистой фракции: в них содержится более 30-40% лабильных, преимущественно разбухающих, силикатов, а также иллит и каолинит, которые находятся в равных количествах. На некарбонатных покровных глинах и суглинках развиты дерново-подзолистые почвы различной степени оподзоленности.

На полигенетических (су)глинистых и древнеэлювиальных отложениях на территории Пермского края развиты зональные дерново-подзолистые почвы. В серогумусовом горизонте (AY) данных почв копится гумус фульватного состава. В элювиальном горизонте (EL) подзолистый процесс разрушает смешаннослойные минералы илистой фракции. В кислотном гидролизе минералов участвуют низкомолекулярные кислоты и ненасыщенные фульвокислоты. Продукты разрушения минералов – подвижные соединения железа и алюминия выносятся за пределы почвенного профиля. В формировании элювиального горизонта также участвует лессиваж, заключающийся в вертикальной миграции тонкодисперсных суспензий. Лессиваж диагностируется по натёкам пылевато-глинистых, гумусово-глинистых и железисто-глинистых плёнок на гранях агрегатов, а также по трещинам и порам текстурного горизонта (BT) с ореховато-призматической структурой (Еремченко, 2016).

Покровные лессовидные отложения Кунгурской лесостепи имеют повышенное содержание илистой фракции, которая иногда может преобладать над фракцией крупной пыли. В минералогическом составе присутствует монтмориллонит, который в сумме со смешаннослойными слюда-сметитами составляют более 60% содержания илистой фракции. Это является одной из причин повышенной емкости поглощения и содержания гумуса в серых лесных почвах, которые формируются на покровных карбонатных глинах и суглинках.

Озёрно-болотные отложения представляют собой органогенную породу, на которой формируются болотные почвы. Торф может достигать мощности нескольких метров, или подстилаться минеральной толщей в пределах метра. Торф имеет разный состав, цвет и степень разложения. Отложения располагаются главным образом на высокой пойме и низких надпойменных террасах.

Эоловые отложения представлены кварцевыми песками буровато-желтыми, тонкозернистыми. Мощность песков составляет от 5 до 12 м. Однако, многие учёные, изучающие четвертичные отложения Прикамья, не разделяют точку зрения об эоловом происхождении данных песков и считают их обычными речными осадками (песками прирусловых валов) (Коротаев Н.Я., 1962; Скрыбина О.А., 1998; Власов М.Н., 2021).

Если почвообразующая порода сменяется подстилающей в пределах верхнего метра, профиль почвы имеет **двучленное** строение. В Пермском крае под хвойно-мелколиственными лесами в средней части Камского водохранилища на второй и третьей надпойменных террасах на двучленных породах развиты дерново-элювоземы. Двучленность отложений определяет разнородный гранулометрический состав их профиля. Дерново-элювоземы развиты на наносах древнего аллювия, верхняя часть которых супесчаная (60-70 см) и ниже резко сменяется глиной с песчаными прослойками. Дерново-элювоземы в классификации почв России (2004) входят в отдел элювиальных почв, у которых элювиальный (подзолистый) горизонт залегает на слабо изменённой почвообразованием подстилающей породе. Срединный горизонт у этих почв отсутствует. Формула профиля дерново-элювозёмов следующая: AY-EL-Del(g)-D. Серогумусовый горизонт профиля дерново-элювозёмов, мощность 10-11 см, буровато-серый, непрочнокомковато-пылеватой структуры, супесчаный. Подзолистый горизонт мощностью до 50 см, буровато-палевый, рыхлый, бесструктурный или пластинчатый, супесчаный или связно песчаный, в нижней его части железистые конкреции достигают размера 2-3 см. Подстилающая порода – бесструктурная бурая глина, которая может иметь глееватость в форме сизых и охристых примазок (Dg). Из-за перемешивания глин с песчаными прослойками гранулометрический состав подстилающей породы легкосуглинистый с высокой долей фракции мелкого песка. Ниже залегает красновато-бурая, бесструктурная, плотная глина, со слоями супеси, редко встречается мелкая галька. В формировании профиля дерново-элювозёмов нельзя исключить редокс-альфегумусовую дифференциацию, которая типична для легких почв, имеющих свободный внутрипочвенный дренаж. Реакция почвенного раствора дерново-элювозёмов сильноокислая, а гидролитическая кислотность высокая. В подстилающей породе реакция среды менее кислая и гидролитическая кислотность значительно ниже. Серогумусовый горизонт содержит гумуса 4-6 %, элювиальный менее 1 %. Емкость катионного обмена в поверхностных горизонтах низкая (12-16 мг-экв/100 г), и ещё меньше в элювиальном горизонте. Степень насыщенности основаниями – очень низкая (Еремченко, 2016).

В предгорной и горной части Пермского края из коренных пород под влиянием выветривания образуются элювий, на крутых склонах и их подножьях под действием силы тяжести в виде оползней, осыпей, обвалов копится коллювий, при перемещении продуктов выветривания по склону временными водными потоками формируется элюво-делювий, при сползании оттаявшего слоя рыхлой водонасыщенной породы по поверхности мерзлого слоя образуются солифлюкционные отложения.

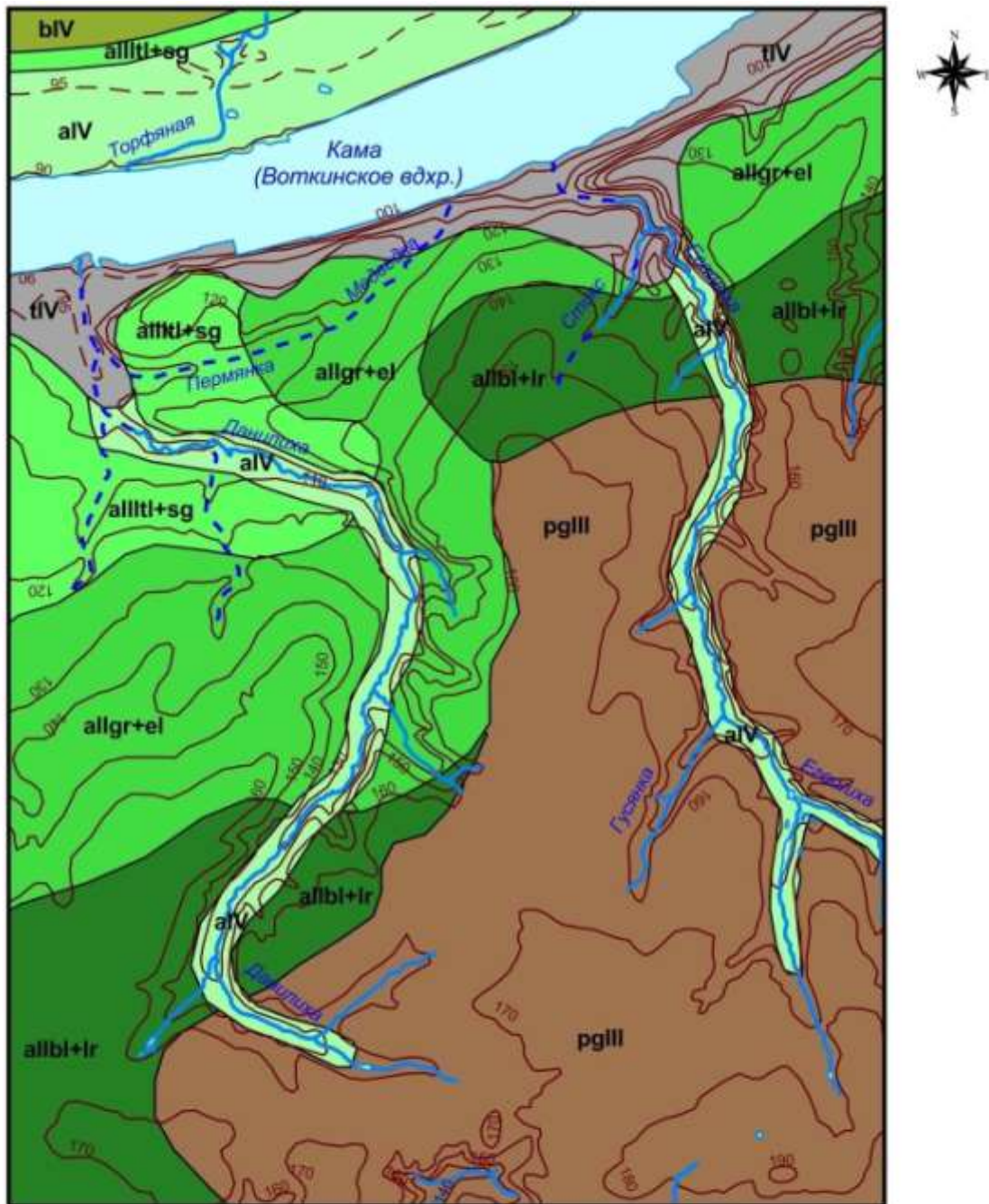
Элювий серицитовых и хлоритово-серицитовых сланцев имеет желтовато-палево-бурый и бурый цвет, (су)глинистый гранулометрический состав, содержит обломки породы в виде дресвы и щебня. Илистая фракция богата хлоритом, каолинитом и смешаннослойными минералами слюда-монтмориллонитовыми и хлорит-монтмориллонитовыми. Присутствуют высокодисперсный кварц и полевые шпаты. На элювии серицитовых и хлоритово-серицитовых сланцев развиты горно-таежные кислые неоподзоленные, бурые горнолесные, горно-подзолистые, горно-тундровые и примитивно-аккумулятивные почвы.

Элювий кварцитов и конгломератов западных склонов Урала сложен грубообломочным материалом (Коротаяев Н.Я., 1962; Скрыбина О.А., 1998; Власов М.Н., 2021).

Техногенные отложения стремительно образуются в настоящее время. Отложения представляют собой насыпные и намывные грунты, состоящие из суглинков и супесей со щебнем, гравием, галькой из битого кирпича, строительного и бытового мусора. На техногенных отложениях формируются технозёмы, квазизёмы, реплантозёмы и другие техногенные поверхностные образования.

На территории города Пермь четвертичные отложения мощностью от 3-10 и более метров покрывают коренные породы шешминской свиты одноимённого горизонта уфимского яруса пермской системы палеозоя. Среди четвертичных отложений преобладают полигенетические, древние аллювиальные, болотные, техногенные и другие образования (рисунок 9). На четвертичных отложениях развиты почвообразующие породы и почвы. Сложное литолого-геоморфологическое строение долины реки Кама определяет сильное влияние почвообразующих пород на генезис почв.

На **водно-ледниковых** песках на правом берегу города Пермь в почвенном покрове нижних террас реки Кама развиты псаммоземы и дерново-сильноподзолистые почвы, а на супесчаных водно-ледниковых отложениях дерново-среднеподзолистые почвы (Еремченко, 2016).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Комплексы четвертичных образований

- tIV Техногенные образования
- bIV Болотные отложения. Торф, гумусированные глины, илы, торфотуфы
- alIII+sg Аллювиальные отложения. Пески разнозернистые, супеси, иловатые суглинки, гравий, галечник
- alII+sg Аллювиальные отложения II надпойменной террасы. Пески разнозернистые, супеси, суглинки, глины, гравий, галечник

- pgIII Полигенетические отложения. Лессовидные суглинки, супеси с тонкими прослоями песков, глины плотные, алевролитистые
- alIV Аллювиальные отложения III надпойменной террасы. Пески разнозернистые, супеси, глины, гравий, галечник
- alV Аллювиальные отложения IV надпойменной террасы. Пески, суглинки, глины, гравий, галечник
- гидросеть
- 120 горизонтали рельефа, м



Рисунок 9. Карта четвертичных образований центральной части города Пермь (Копылов И.С., 2022)

Полигенетические образования (pgIII средне-верхнечетвертичные) мощность от 2-5 до 12 метров покрывают водоразделы, склоны долин и поверхности III и IV надпойменных террас и имеют элювиально-делювиальный, делювиальный и древнеаллювиальный генезис. Полигенетические образования включают красно-буро-коричневые плотные глины и лессовидные суглинки со столбчатой отдельностью. Суглинки макропористые, имеют лёгко-, средне-, реже тяжёлый пылеватый гранулометрический состав. Консистенция суглинков полутвёрдая, реже тугопластичная и твёрдая (Копылов И.С., 2022). Красноватые суглинки и глины залегают на водоразделе между Камой и Чусовой, между реками Данилихой и Верхней Мулянкой, около сада им. А.М. Горького, в районе Вышек I и II, на реке Висим. В долине реки Мулянка жёлто-бурые суглинки содержат карбонаты (Мазур, 1955; Еремченко, 2016). В северной части города на правом берегу реки Кама на высокой равнине развиты дерново-средне- и дерново-сильноподзолистые почвы на элювиально-делювиальных покровных тяжёлых суглинках. В левобережной части города на тяжело-, и среднесуглинистых породах элювиально-делювиального происхождения развиты дерново-средне- и дерново-сильноподзолистые почвы. В южной части города на коренных берегах и террасах рек камского бассейна развиты серогумусовые (дерновые) тяжелосуглинистые почвы, а также глееватые подтипы этих почв (Еремченко, 2016).

На **элювии коренных пермских пород**, представленных известняками, мергелями, доломитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, выходящих на дневную поверхность на перегибах склонов, чаще в левобережной части города, встречаются мелкие ареалы серогумусовых и темногумусовых почв (Еремченко, 2016).

Аллювиальные образования (древние средне-верхнечетвертичные и современные) развиты в долинах реки Кама и её притоков и включают разнозернистые пески, супеси, глины, гравий и галечник.

Аллювиальные отложения IV надпойменной террасы реки Кама (среднечетвертичное звено, бельский и ларевский горизонты, aIIbI+I_r) залегают в верховье реки Данилиха и низовье реки Егошиха.

Аллювиальные отложения III надпойменной террасы реки Кама (среднечетвертичное звено, горновский и еловский горизонты, aIIgr+el) встречаются в среднем течении реки Данилиха и низовье реки Егошиха и в междуречьях (Копылов И.С., 2022).

На высоких террасах реки Кама развиты **двучленные** породы, у которых в пределах одного метра пески и супеси подстилаются глинами и суглинками. На двучленах развиты дерново-элювоземы (Еремченко, 2016).

Аллювиальные отложения II надпойменной террасы реки Кама (верхнечетвертичное звено, талицкий и сайгатский горизонты, aIII_{tl}+sg) развиты в нижнем течении реки Данилиха (Копылов И.С., 2022). Гравий с песком и галечником встречаются в железнодорожной выемке у завода им. Дзержинского, в долине реки Егошиха, на углу улиц Советской и Плеханова, на Вышке I, на береговых склонах реки Кама (Мазур, 1955; Еремченко, 2016).

Аллювиальные отложения I надпойменной террасы реки Кама, пойм и русел малых рек (современное звено, голоцен, aIV), залегают на правом берегу реки Кама, в долинах рек Данилиха и Егошиха и включают разнозернистые пески, супеси, иловатый гравий, галечник, а также растительный материал, гумус и линзы торфа (Копылов И.С., 2022).

На древнеаллювиальных песках на правом берегу города Пермь на нижних террасах реки Кама развиты псаммоземы и дерново-сильнопodzолистые почвы, а на супесчаных древнеаллювиальных отложениях дерново-среднеpodzолистые почвы. В долинах рек развиты аллювиальные почвы высокой и низкой поймы: серогумусовые глееватые и глеевые, перегнойно-глеевые и торфяно-глееземы (Еремченко, 2016).

Эоловые отложения покрывают низкие террасы р. Камы в виде бугров и дюн в районах Гайвы, Верхней и Нижней Курьи. Однако не все учёные разделяют точку зрения об эоловом происхождении песков и считают их речными осадками прирусловых валов. Хотя развеивание и переотложение песков ветром имеет локальное распространение в Перми на правом берегу р. Камы.

Коллювиальные отложения наблюдаются на мысу «Стрелка», на реках Верхняя Мулянка, Егошиха, в Чумкаском карьере.

Палюстринные (болотные) отложения развиты на правом берегу реки Кама в понижениях первой террасы, а также в долинах её притоков. На левом берегу долины реки Кама болотные отложения развиты в междуречье устьевых частей рек Верхняя Мулянка и Нижняя Мулянка. На палюстринных отложениях развиты торфяные и торфяно-глеевые почвы.

Техногенные образования (современное звено, голоцен, tIV) мощностью от 0,5-2 до 15 и более метров залегают вдоль левого берега реки Кама, а также встречаются локально по всей территории города и сложены насыпными грунтами, включающими суглинки, супесь, дресву, с техногенным крупнообломочным материалом (Копылов И.С., 2022). Техногенные грунты прямо влияют на гранулометрический состав, физико-химические и химические свойства городских почв и техногенных поверхностных образований. На техногенных отложениях формируются литостраты, технозё-

мы, квазизёмы, реплантозёмы и другие техногенные поверхностные образования. В районах жилой застройки города Пермь встречаются **литостраты**, представляющие собой выравненные площадки, образованные насыпными минеральными грунтами, размещёнными в результате земляных работ. Часто на территории спланированных пустырей минеральные грунты постепенно зарастают сорной растительностью самостоятельно (Еремченко, 2016). В Классификации и диагностике почв России (2004) подгруппа ТПО литостраты не имеет морфологических признаков почвообразования и относится к группе натурфабрикатов. Плодородие литостратов, в случае создания на них газонов, повышают путём размещения с поверхности слоя низинного торфа или компостно-гумусового материала, так образуются **квазиземы** торфяные и компостногумусовые. Несмотря на искусственный генезис профиля техногенного поверхностного образования, большую засорённость его разными антропогенными включениями, от строительного мусора до химических загрязнителей, в них протекают процессы гумусообразования, выноса и перераспределения минерального вещества, а также глееобразования. Степень выраженности этих процессов различна и зависит от возраста отложений и условий использования участка.

Задание 3. Знакомство с картой почвообразующих пород Пермского края (Н.Я. Коротаев, 1962; Атлас Пермского края, 2012) и пояснительным текстом к ней.

Оборудование и материалы. Карта почвообразующих пород Пермского края (Н.Я. Коротаев, 1962; Атлас Пермского края, 2012) с пояснительным текстом (рисунок 8 данного пособия).

Содержание работы. 1. Ознакомиться с легендой и пояснительным текстом, составленным к карте почвообразующих пород Пермского края (Н.Я. Коротаев, 1962; Атлас Пермского края, 2012). 2. Пользуясь текстом учебного пособия провести анализ и указать причины географического распространения почвообразующих пород на территории Пермского края. 3. Используя материал учебного пособия, определить на каких почвообразующих породах формируются соответствующие типы почв. Ответ представить в виде формы:

Название почвообразующей породы	Тип почвы

Вопросы для самоконтроля

1. Какие почвообразующие породы встречаются на территории Пермского края?
2. Чем определены особенности географического распространения почвообразующих пород в Пермском крае?

3. Какие типы элювия можно наблюдать на территории Пермского края и где данные почвообразующие породы залегают?
4. Какие почвы формируются на разных типах элювия на территории Пермского края?
5. В какой части Пермского края встречается элювий гипса?
6. Чем отличается элювий от элюво-делювия?
7. Какие почвы формируются на делювиальных отложениях?
8. В чём отличие современных аллювиальных отложений от древних?
9. В какой части Пермского края встречаются ледниковые отложения и какого они возраста?
10. Где на территории Пермского края залегают водноледниковые отложения? Какие почвы на них формируются?
11. Дайте характеристику покровным глинам и суглинкам, развитым на территории Пермского края. Какие почвы на них формируются?
12. Что такое двучленные отложения?
13. Где на территории города Пермь залегают техногенные образования?
14. Что представляют собой техногенные поверхностные образования?
15. Чем отличаются литостраты от квазизёмов?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учебное пособие знакомит обучающихся с почвообразующими породами как литологическим фактором, определяющим формирование разных типов почв с характерными для них свойствами и плодородием.

В первой главе раскрыта классификация четвертичных отложений и формирующихся на них почвообразующих породах. Во второй главе рассмотрены диагностические свойства и признаки четвертичных отложений и почвообразующих пород. В третьей главе даны общие характеристики четвертичных отложений и почвообразующих пород, а также описаны их свойства, определяющие развитие определённых типов почв. В четвёртой главе описаны почвообразующие породы Пермского края и города Пермь, определяющие пестроту и сложность почвенного покрова и своеобразие свойств почв.

Освоение знаний о генезисе, химическом, минералогическом, гранулометрическом составах и свойствах почвообразующих породах позволит обучающимся проводить их точную диагностику. Знание характеристик почвообразующих пород поможет обучающимся лучше понять свойства и особенности формирующихся на них почв.

Выполнение заданий и ответы на вопросы для самоконтроля, представленных в разделах издания, будут способствовать закреплению сформированных у обучающихся знаний, умений и навыков по диагностике почвообразующих пород, определяющих свойства и плодородие разных типов почв.

Разделы учебного пособия позволяют решить задачу формирования определённых компетенций, связанных с использованием базовых знаний наук о Земле.

Библиографический список

1. Атлас Пермского края : атлас / С. А. Бузмаков, Г. А. Воронов, В. Е. Ефимик [и др.] ; редактор А. М. Тартаковский ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь : [б. и.], 2012. – 124 с.
2. Власов, М. Н. Описание коренных и почвообразующих пород геологических обнажений Пермского края : учебно-методическое пособие / М. Н. Власов, Е. С. Лобанова ; Пермский государственный аграрно-технологический университет имени академика Д. Н. Прянишникова. – Пермь : Прокрость, 2021. – 64 с.
3. Еремченко, О. З. Почвы и техногенные поверхностные образования урбанизированных территорий Пермского Прикамья : монография / О. З. Еремченко, И. Е. Шестаков, Н. В. Москвина ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь : [б. и.], 2016. – 252 с.
4. Карта почвообразующих пород Европейской части СССР. – 1:4 000 000. – Москва : [б. и.], 1969. – 1 к.
5. Классификация и диагностика почв России / Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, И. И. Лебедева, М. И. Герасимова. – Смоленск : Ойкумена, 2004. – 341 с.
6. Копылов, И. С. Геоморфология и геология четвертичных образований центральной части города Перми / И. С. Копылов // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. – 2022. – № 5. – С. 282–289.
7. Коротаяев, Н. Я. Почвы Пермской области. / Н. Я. Коротаяев. – Пермь : Пермское книжное издательство, 1962. – 279 с.
8. Мазур, Т. А. Геологические экскурсии по окрестностям города Молотова / Т. А. Мазур. – Молотов : Молотовское книжное издательство, 1955. – 76 с.
9. Полевой определитель почв России. – Москва : Почвенный институт им. В. В. Докучаева, 2008. – 182 с.
10. Почвообразующие породы Пермской области : методическое пособие для студентов II–III курсов очного и III–IV заочного отделения агрономического факультета специальностей 310100 «Агрохимия и агропочвоведение» и 320400 «Агроэкология» / Пермская государственная сельскохозяйственная академия имени академика Д. Н. Прянишникова ; составитель О. А. Скрябина. – Пермь : Пермская ГСХА, 1998. – 32 с.
11. Протасова, Л. А. Генетическая характеристика и диагностика дерново-бурых и дерново-карбонатных почв Пермского края / Л. А. Протасова ; Пермская государственная сельскохозяйственная академия имени академика Д. Н. Прянишникова. – Пермь : Пермская ГСХА, 2009. – 135 с.
12. Самойлова, Е. М. Почвообразующие породы : методическое пособие / Е. М. Самойлова ; Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова. – Москва : Московский ГУ, 1983. – 172 с.
13. Самойлова, Е. М. Почвообразующие породы : монография / Е. М. Самойлова ; Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова. – Москва : Московский ГУ, 1992. – 176 с.
14. Симакова, М. С. Почвообразующие породы и гранулометрический состав почв на мелкомасштабных почвенных картах / М. С. Симакова, С. В. Овечкин // Почвоведение. – 2007. – № 7. – С. 789–798.
15. Соколов, И. А. Почвообразование и выветривание на основных породах в условиях холодного гумидного климата / И. А. Соколов, Б. П. Градусов // Почвоведение. – 1978. – № 2. – С. 5–17.
16. Хитров, Н. Б. Предлагаемые изменения в классификации почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы / Н. Б. Хитров, М. И. Герасимова // Почвоведение. – 2022. – № 1. – С. 3–14.
17. Чижиков, П. Н. Карта почвообразующих пород Европейской части СССР : пояснительный текст / П. Н. Чижиков. – Москва : [б. и.], 1968. – 39 с.
18. Шанцер, Е. В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений / Е. В. Шанцер // Труды ИГН АН СССР / Институт геологических наук Академии наук СССР. – Москва : Наука, 1980. – Выпуск 350: Процессы континентального литогенеза. – С. 5–27.
19. Шанцер, Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований / Е. В. Шанцер. – Москва : Наука, 1966. – 239 с.