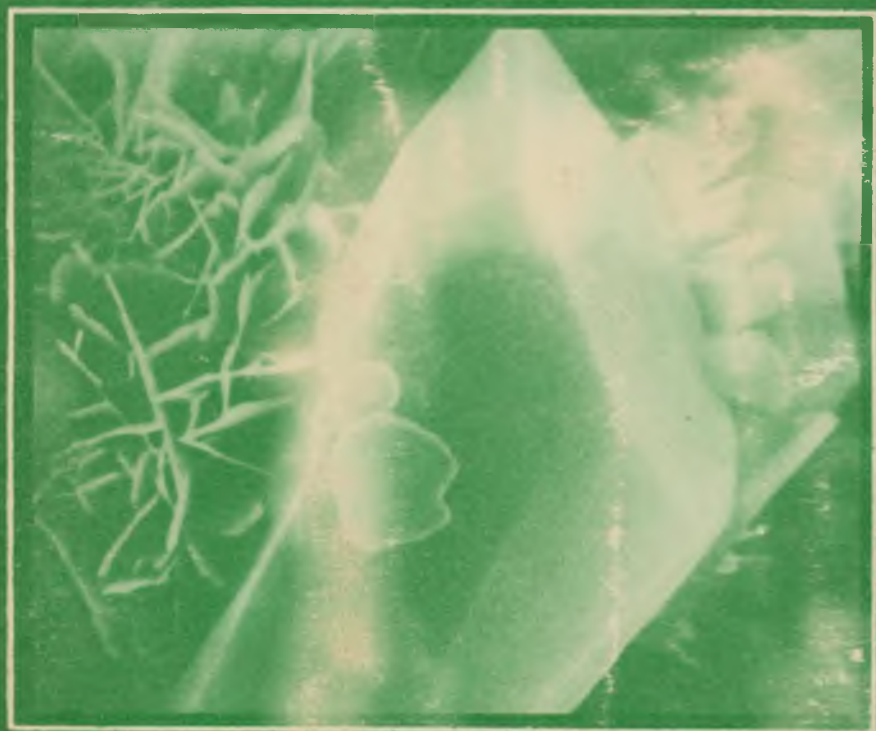


403
M59
992678
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ ОБЩЕСТВО ПОЧВОВЕДОВ

Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983

631.4

УДК 631.472

М 59

631.4

Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов.
М.: Наука, 1983.

В книге содержатся новые обобщающие материалы по характеристике микростроения ряда генетических типов почв (подзолистых, черноземных и пр.). Проведена глубокая диагностика некоторых почвообразовательных процессов. Вскрыты закономерности формирования почвенных конкреций в различных природных зонах.

Для почвоведов, мелиораторов, специалистов сельского хозяйства.

Табл. 15. Ил. 33. Библ. 223 назв.

Ответственный редактор

доктор географических наук

В.О. ТАРГУЛЬЯН

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ПОЧВ И ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Утверждено к печати Всесоюзным обществом почвоведов АН СССР

Редактор издательства *А.А. Фролова*

Художник *Н. Смолянская*. Художественный редактор *М.В. Версоцкая*

Технический редактор *Г.П. Каренина*. Корректор *В.П. Крылова*

ИБ № 27173

Подписано к печати 23.05.83. Т — 09346. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печл. 14,5. Усл.кр./отт. 14,6. Уч.-изд.л. 17,4

Тираж 850 экз. Тип.зак. 327. Цена 2 р. 70 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

М 3802020000-299 360-83-II
042 (02) -83

© Издательство "Наука"
1983 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Публикация тематических сборников по микроморфологии почв становится хорошей традицией почвоведов нашей страны. Настоящему сборнику предшествовали: "Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв" (М.: Наука, 1966) и "Микроморфология почв и рыхлых отложений" (М.: Наука, 1973). Само сравнение названий сборников говорит о становлении и развитии микроморфологии почв в СССР, признании ее не только как метода исследования, но и как раздела почвенной науки, необходимого в разработке сложных теоретических и практических вопросов почвоведения.

За годы, прошедшие с момента выхода в свет второго сборника, появилось много работ по микроморфологии почв. Проведено Первое Всесоюзное совещание, посвященное микроморфологии естественных и антропогенных процессов в почвах. Это свидетельствует о том, что общий объем знаний по микроморфологии заметно возрос.

Отражением роста микроморфологической информации можно считать опубликование в предлагаемом сборнике ряда обобщающих статей по почвам и почвообразовательным процессам. К ним относится статья Е.А. Яриловой с соавторами о микроморфологической диагностике черноземов Русской равнины — "докучаевского эталона" для черноземов мира. Главное место в этой диагностике занимают типичные черноземы центральной фации на лёссах. С ними сравниваются черноземы более западной и восточной фаций, а также черноземы классического зонального ряда — от оподзоленных до южных. Статья подводит итоги многолетних исследований по микроморфологическим проявлениям основных почвообразовательных процессов, формирующих и дифференцирующих черноземы, — гумусово-аккумулятивному и иллювиально-карбонатному.

Обобщение микроморфологических наблюдений над элювиально-поверхностно-глеевыми почвами содержится в статье М.И. Герасимовой, А.И. Ромашкевич, Т.В. Турсиной. Процессы оглеения, широко распространенные в гумидных ландшафтах и чрезвычайно многообразные в морфологических проявлениях, привлекают все большее внимание почвоведов в последние годы. Оригинальность подхода авторов статьи заключается в приложении сравнительно-географического и микроморфологического анализа к почвам с максимально выраженным элювиальным оглеением.

Статья Т.В. Турсиной с соавторами ставит проблему морфологического изучения засоленных почв с применением метода иерархических исследова-

ний от макро- до субмикроруровня. Используя опыт предыдущих исследователей, авторам удалось решить многие сложные вопросы диагностики солей в почвах. В обобщающих статьях сохраняется тематическая преемственность микроморфологических сборников — акцент на генетических, "процессных" проблемах.

Сборник содержит также работы, освещающие генезис малоизученных почв (например, болотно-подзолистых Северо-Востока ЕТС — статья Г.В. Русановой).

Важной особенностью настоящего сборника можно считать отражение возросшего технического уровня исследований. Очень многие статьи содержат результаты электронно-микроскопических исследований, уже не как "украшающих" статью, а как ее необходимый элемент, без которого нельзя решить ту или иную задачу.

Наиболее убедительным примером эффективности использования субмикроскопических методов может служить работа С.А. Шобы и П.Н. Балабко о марганцово-железистых конкрециях, много лет привлекавших к себе интерес авторов. В результате углубленного анализа деталей строения вещества конкреций авторы пришли к принципиально важному выводу о сходстве механизма образования всех конкреций в почвах автоморфных и гидроморфных ландшафтов, проявляющемся в однотипности минералогии, размеров и форме кристаллов соединений железа и марганца. Значение этого вывода, вероятно, выходит за рамки почвоведения.

Наряду с развитием "углубляющих" субмикроморфологических подходов в сборнике помещена работа В.О. Таргульяна и Л.К. Целищевой, "перекидывающая мосты" от микроморфологии к макроморфологии. В этой работе макро- и мезоморфологические (под бинокляром) исследования приложены к анализу сложно организованных трещинных морфонов суглинистых дерново-подзолистых почв; впервые дается количественная морфометрия этих морфонов и их кутанного заполнения и, на этом основании, — генетическая интерпретация состава и организации трещинных морфонов.

Ряд статей содержит интересные собственно микроморфологические сведения, обогащающие методологию микроморфологических исследований. К ним относятся: детальные проработки по микроморфологии органического вещества (Л.А. Гришина с соавт.), различные аспекты образования оптической ориентации глин в тяжелых почвах (С.А. Шоба с соавт.), предположения о механизмах ориентации плазмы в солевых средах (Т.В. Туркина с соавт.), данные о развитии карбонатных новообразований (Е.А. Ярилова с соавт.) и роли аллювиально-пойменных процессов в формировании пойменных почв (Е.М. Самойлова с соавт.).

Относительно новым прогрессивным элементом, отраженным в настоящем сборнике, мы считаем применение микроморфологии в смежных областях почвоведения: в физике почв (В.В. Медведев), в динамике почвообразования (С.В. Губин). Небольшое количество статей на контактах микроморфологии с другими областями почвоведения объясняется заданной тематикой сборника и выходом соответствующих публикаций Всесоюзного совещания по микроморфологии почв.

В развитие географической тематики сборников по микроморфологии публикуются статьи по серо-бурому подзолистым почвам США (А.Н. Ген-

надиев и М.И. Герасимова), по тропическим корам выветривания зарубежных стран (В.В. Добровольский).

Наконец, традиционными темами микроморфологических сборников являются погребенные почвы и некоторые материнские породы, микростроение которых рассмотрено в статьях Т.Д. Морозовой и М.А. Фаустовой.

Сборник будет полезен для широкого круга почвоведов, генетиков, географов, палеогеографов и послужит дальнейшему развитию микроморфологических исследований в нашей стране.

В подготовке к печати и редактировании сборника большую работу провели члены подкомиссий микроморфологии почв ВОП, сотрудники Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова С.А. Шоба и М.И. Герасимова, сотрудники Института географии АН СССР А.И. Ромашкевич и Почвенного института им. В.В. Докучаева Т.В. Турсина.

В.О. Таргульян

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

УДК 631. 472. 61:631. 472. 64

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭЛЮВИАЛЬНО-ПОВЕРХНОСТНО-ГЛЕЕВОГО ПРОЦЕССА

М.И. Герасимова, А.И. Ромашкевич, Т.В. Турзина

Поверхностное оглеение проявляется в почвах часто совместно с элювированием веществ и частиц. В связи с этим возникло понятие "элювиально-поверхностно-глеевый процесс". Сложность процесса, тесная связь его с другими процессами показаны в работах С.П. Яркова, И.С. Кауричева с сотрудниками, Ф.Р. Зайдельмана. Признаки этого процесса в морфологии, химизме, режимах характерны для многих почв гумидных территорий с дифференцированным профилем: подзолистых, дерново-подзолистых, буроземно-подзолистых, солодей, подбелов, субтропических псевдоподзолистых, серых лесных и др.

К настоящему времени элювиально-поверхностно-глеевый процесс можно определить как процесс высокого уровня, ответственный за формирование не отдельного горизонта профиля, а всей системы его горизонтов. В профилях почв с признаками элювиально-поверхностно-глеевого процесса элювирование (веществ и частиц) и поверхностное оглеение протекают сезонно в течение года. При этом поверхностное оглеение наблюдается в условиях периодического переувлажнения верхних горизонтов, частично совпадающего со временем максимальной биологической активности.

Понятия "элювиально-поверхностно-глеевый процесс" и "элювиально-поверхностно-глеевые почвы" не совсем адекватны. Под последними понимаются не только почвы, сформированные постоянно действующими и сезонно чередующимися процессами элювирования и поверхностного оглеения, но и почвы, в которых эти два процесса разделены значительными промежутками времени (от сотен до тысяч лет). В этих почвах на древнее элювирование наложено более молодое поверхностное оглеение, а в верхней части профиля сезонно сочетаются современное поверхностное оглеение и элювирование.

Совокупность элювирования и поверхностного оглеения, проявляющихся через частные процессы мобилизации, перераспределение — сегрегацию и вынос железа, вынос других соединений, ила, создает определенную морфологическую картину в почвах.

Особенности проявления элювиально-поверхностно-глеевого процесса зависят от однородности (или в той или иной степени выраженной неоднородности) по механическому составу и сложению почвообразующего материала.

Задача настоящей статьи — установить микроморфологические черты элювиально-поверхностно-глеевого процесса путем сравнения особенностей почв с исключительно ярким выражением элювирования и сезонного

поверхностного оглеения, развивающихся в разных биоклиматических областях. Эти почвы и области: 1) элювиально-поверхностно-глеевые (псевдоглеи) Предкарпатских подгорных равнин умеренно теплого климата; 2) элювиально-поверхностно-глеевые почвы (субтропические псевдоподзолистые) равнинной территории влажных субтропиков Западной Грузии; 3) солоды Предалтайских лесостепных равнин. Авторы ограничились рассмотрением элювиально-поверхностно-глеевого процесса на примере трех типов почв не только в силу наиболее яркой выраженности процессов в них, но также потому, что за продолжительное время работы на этих объектах ими был собран большой полевой и аналитический материал, в частности, выявлены основные черты гидротермического режима почв. В первых двух случаях элювиально-поверхностно-глеевый процесс является характерным проявлением почвообразования в гумидных условиях, в последнем же — интразональным явлением на фоне лесостепного почвообразования.

Географическая "разнородность" объектов заставляет нас рассмотреть достаточно подробно условия почвообразования, отмечая в них общую черту, способствующую формированию режимов элювиального оглеения, — чередование периодов переувлажнения и просыхания почв. Наличие периода иссушения после длительного периода избыточного увлажнения атмосферными осадками подчеркивалось Э. Мюкенхаузенем (Mückenhausen, 1963) в его обосновании генетической самостоятельности группы псевдоглеевых (элювиально-поверхностно-глеевых) почв.

Элювиально-поверхностно-глеевые почвы (псевдоглеи) Предкарпатья не промерзают зимой (в случае исключительно холодных и малоснежных зим промерзают верхние 5—10 см), с конца осени верхние 40—60 см насыщаются водой и оказываются в "плывунном" состоянии. В конце лета — начале осени верхняя часть почвы сильно просыхает с образованием трещин. Лето теплое и, как правило, влажное. Характерные черты почвенных режимов определяются сочетанием фаз зимнего переувлажнения, летнего активного почвообразования, особенно в начале лета, и осеннего просыхания. Они проявляются на фоне сравнительно небольшого поступления осадков — 700—800 мм в год.

Элювиально-поверхностно-глеевые почвы Предкарпатья приурочены к плоским аллювиально-пролювиальным поверхностям, слагающим Предкарпатскую равнину. В пределах СССР Предкарпатская равнина представляет собой сочетание разновозрастных флювиальных уровней (Спиридонов, 1978), перекрытых желто-бурыми лёссовидными средними и тяжелыми суглинками, мощность которых увеличивается от 1—3 м у подножия Карпат до 25—30 м на контакте Предкарпатской равнины с Вольно-Подольским плато. Малый уклон поверхности и тяжелый механический состав оцвообразующих пород в условиях прохладного влажного климата вызывают сильное переувлажнение почв.

Большая часть элювиально-поверхностно-глеевых почв распахана. Широко применяются бороздование и гончарный дренаж. Леса, дубово-грабовые с елью и пихтой, сохранились лишь на самых древних уровнях, в непосредственной близости от Карпат.

Ареал элювиально-поверхностно-глеевых почв располагается в интервале высот 350—200 м н. у. м. Выше, в Карпатах, они сменяются бурыми лесны-

Т а б л и ц а

Физико-химические свойства элювиально-поверхностно-глеевых почв

Почва	Горизонт	Глубина, см	рН		Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы			
			вод.	сол.	Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺	
								Не опр.
Псевдоглей	A ₁	3-13	4,3	3,9	Не опр.			
	A _{2g}	14-24	4,5	3,9	1,3	0,6	3,9	
	Предкарпатя	A _{2B}	30-40	4,9	4,1	0,6	0,4	4,2
		B	65-75	5,3	3,8	7,7	4,3	4,8
		BCm	145-155	5,2	3,8	7,7	3,0	3,1
C	220-230	5,5	4,2	8,5	3,0	1,9		
Псевдоподзолистая почва	A ₁	0-3	5,1	3,8	4,8	1,5	1,2	
	A _{1A₂}	3-12	5,4	3,7	2,6	0,9	2,0	
	A _{2g}	15-25	5,4	3,7	2,5	0,4	2,1	
	A _{2B}	28-38	5,3	3,6	4,6	1,5	1,9	
	Западной Грузии	B	50-60	5,3	4,0	2,7	1,3	Не опр.
BC		86-96	5,3	3,7	8,5	5,1	4,7	
C		110-120	5,3	3,6	11,4	7,1	4,7	
Солодь	A ₁	0-10	4,8	4,3	23,7	5,0	Нет	
Предальпийской равнины	A _{2g}	10-20	5,8	4,4	3,7	1,2	"	
	B ₁	20-30	6,2	4,0	13,0	6,5	"	
	B ₂	40-50	6,2	4,3	11,5	6,3	"	
	B ₃	65-75	6,4	4,3	12,0	4,2	"	
	C/CD	110-120	8,2	Не опр.	9,2	2,3	"	

ми ненасыщенными почвами, которые замещают элювиально-поверхностно-глеевые почвы также и внутри их ареалов при улучшении дренажа. На востоке рассматриваемые почвы граничат с серыми лесными.

Предкарпатские элювиально-поверхностно-глеевые почвы известны под разными названиями: дерново-сильноподзолистые, иногда с указанием на поверхностное оглеение (Гоголев, 1963), буроземно-подзолистые (Вернандер, 1951), буроземно-псевдоподзолистые (Зонн, 1966), псевдоподзолистые (Герасимова, 1966). Однако, учитывая чрезвычайно сильно развитое поверхностное оглеение, морфологически "подавляющие" другие процессы, нам представляется более правильным называть их псевдоглеевыми, следуя общепринятой зарубежной терминологии для подобных случаев, или параглеевыми, подчеркивая доминирующее и далеко зашедшее поверхностное оглеение.

Профиль лесных псевдоглеев чрезвычайно резко дифференцирован морфологически и химически. В морфологии почв (при общей мощности профиля до 200 см) выделяется белесая элювиальная толща, ожезненная средняя и мраморовидная нижняя. Под лесом хорошо разложившаяся лесная подстилка (0-2 см) переходит в буровато-светло-серый плитчато-комковатый гор. A₁, местами с заметными мелкими ржавыми и белесыми пятнышками. С глубины 10 см и до 40-60 см выделяется гор. A_{2g}, беле-

Сумма поглощенных оснований, мг-экв/100г почвы	Ненасыщенность, %	Гумус, %	С _{ГК} /С _{Фк}	Fe ₂ O ₃ по Тамму, % от валового	Fe ₂ O ₃ по Джексону, % от валового	Молекулярные отношения в почве	
						SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃
1,4	91	5,39	0,5	69	82	13,9	117,7
1,9	86	4,54	0,3	69	81	12,8	128,4
1,0	89	0,99	0,2	32	78	13,7	128,6
12,0	44	0,26	Не опр.	19	73	8,6	50,9
10,9	33	0,34	"	13	64	8,7	51,3
11,5	20	0,34	"	8	72	9,4	56,8
6,3	16	7,32	0,9	20	40	21,5	133,1
3,5	38	4,81	0,6	18	34	22,4	125,6
2,9	42	2,06	0,7	17	33	20,7	122,7
6,1	24	0,91	Не опр.	10	47	16,3	53,9
4,0	17	0,67	"	8	41	11,6	21,8
13,6	26	0,31	"	3	64	6,1	21,9
18,5	20	0,29	"	6	57	5,2	22,3
28,7	Нет	8,17	2,3	Не опр.		Не опр.	
4,9	"	0,32	0,4	"	"	18,7	114,7
19,5	"	0,72	0,4	"	"	8,2	31,3
17,8	"	0,38	Не опр.	"	"	6,8	28,1
16,2	"	0,35	"	"	"	Не опр.	
11,5	"	Не опр.	"	"	"	8,5	45,3

мый, в сухом сочетании почти белый, с многочисленными черно-ржавыми твердыми и мягкими железистыми конкрециями, бесструктурный, пылеватый, с языковатым переходом в гор. В. Иллювиальный гор. В, мощностью 30-60 см, имеет охристо-коричневато-бурую окраску, пересечен белесыми языками. Он очень плотный, угловато-ореховатый, тяжелосуглинистый, с железистыми конкрециями и коричневыми пленками на гранях структурных отдельностей. Переходный к породе гор. BCm, мощностью около 70 см, отличается мраморовидной окраской, компактностью сложения и неясной угловато-призмовидной структурой.

Элювиально-поверхностно-глеевые почвы Предкарпатя (таблица) очень кислые, при этом рН возрастает весьма заметно вниз по профилю (от 4,3 до 5,5). Верхняя толща содержит ничтожные количества поглощенных оснований (1-2 мг-экв), в гор. В и BCm содержание их возрастает до 10-12 мг-экв. Ненасыщенность почв уменьшается сверху вниз от 90 до 30-20%; ненасыщенность обусловлена поглощенным Al³⁺, роль H⁺ незначительна. Содержание гумуса высокое в толще 0-20 см, ниже оно довольно резко падает. Гумус фульватный с отношением С_{ГК}:С_{Фк} ниже 0,5. Содержание подвижного железа, по Тамму, очень высокое, особенно в толще до 40 см. Содержание его здесь близко к содержанию свободного железа по Джексону. Следует отметить, что по кислотности, содержанию поглощен-

Т а б л и ц а (окончание)

Почва	Горизонт	Глубина, см	Молекулярные отношения в иле		Ил, %	Физическая глина, %
			$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$		
Псевдо- глей Предкар- патья	A ₁	3-13	5,1	27,6	5,6	31,7
	A _{2g}	14-24	Не опр.		5,1	30,9
	A ₂ B	30-40	6,5	33,0	5,1	29,1
	B	65-75	3,5	14,9	12,8	39,0
	BC m	145-155	Не опр.		10,8	36,6
	C	220-230	4,3	15,7	12,4	41,5
Псевдо- подзо- листая почва Запад- ной Грузии	A	0-3	Не опр.		13,9	56,8
	A ₁ A ₂	3-12	"	"	14,0	57,8
	A _{2g}	15-25	"	"	13,6	59,4
	A ₂ B	28-38	"	"	14,3	60,7
	B	50-60	"	"	39,3	72,0
	BC	86-96	"	"	44,4	75,5
	C	110-120	"	"	55,5	76,8
Солодь	A ₁	0-10	Не опр.		15,5	42,4
Предал- тайской равнины	A _{2g}	10-20	4,5	21,5	7,2	28,8
	B ₁	20-30	3,9	13,9	46,4	58,9
	B ₂	40-50	2,9	12,5	36,7	48,2
	B ₃	65-75	Не опр.			
	C/CD	110-120	3,3	8,0	21,3	29,3

ных катионов, ненасыщенности, содержанию подвижного железа, молекулярным отношениям в почве и иле выявляется известная гетерогенность толщи, вероятно, почвенно-породного происхождения.

Современное почвообразование можно определить как очень кислое с отсутствием какого-либо накопления поглощенных оснований, с сильным обогащением как подвижными, так и свободными формами железа в верхней 40-сантиметровой толще почвы. Результатом выноса ила в настоящее время является дифференциация профиля, наложившаяся на двучленную материнскую породу.

В элювиально-поверхностно-глеевых почвах влажных субтропиков (Западная Грузия) период переувлажнения сильно растянут и совпадает с поздне-осенне-зимними и ранневесенними месяцами. Переувлажнение почв в значительной степени обусловлено также образованием верховодок, которые в некоторые дни осенне-зимних месяцев обнаруживаются в подгумусовом горизонте. Примерно 12-25% осадков, способствующих поднятию верховодок, впоследствии отводится боковым внутрипочвенным стоком (Дараселия, 1949). В формировании профиля почв, таким образом, велика роль бокового переноса веществ. В течение теплого времени года бывают продолжительные бездождные периоды, сопровождающиеся сухими ветрами и высоким испарением почвенной влаги. В наиболее сухие годы влажность почвы в летние месяцы падает до уровня влажности завядания растений.

В сравнении с элювиально-поверхностно-глеевыми почвами Предкарпатья процессы поверхностного оглеения в почвах Западной Грузии протекают на фоне постоянно высоких температур, при активном почвообразовании практически в течение всего года. Субтропические элювиально-поверхностно-глеевые, или псевдоподзолистые, почвы влажнотропической зоны Западной Грузии в настоящее время формируются в той части Колхидской равнины, которая представлена морскими и речными террасами и имеет абсолютные высоты 15–30 м. Террасы сложены суглинками, глинами, галечниками. Субтропические элювиально-поверхностно-глеевые почвы в зависимости от механического состава почвообразующего материала (его гомогенности или гетерогенности) и особенностей рельефа характеризуются разной выраженностью осветленной и ожелезненной толщ.

Профиль почв резко разделяется на верхнюю отбеленную толщу с тем или иным количеством конкреций и нижнюю ожелезненную. Мраморовидность проявляется фрагментарно в гор. A_2g B_1 , B_2 и BC . Максимальная мощность профиля почв – 100–200 см.

Верхняя часть профиля до глубины 50 см осветлена. В ней выделяются светло-серый гумусовый горизонт мощностью около 10 см, гор. A_2g мощностью 20–40 см, белесо-палевой окраски и часто гор. A_2B мощностью 15–20 см, неоднородной окраски. В верхней части профиля содержится то или иное количество четко оформленных Fe-Mn-конкреций размером от 1 мм до 2–3 см, а ниже иногда отмечается пятнистость, обусловленная чередованием красновато-желтых и сизоватых пятен.

Средняя часть профиля выделяется как сцементированный конкреционный горизонт мощностью 30–70 см, часто представляющий собой очень плотную связанную массу, в которую с трудом входит нож. Иногда горизонт очень напоминает альвеолярные латеритные прослои или же представляет Fe-Mn-цемент (в виде прослоев и оболочек галечникового материала).

Нижняя часть профиля (собственно гор. BC), как правило, неоднородно окрашена, содержит небольшое количество Fe-Mn-конкреций.

В прошлом генезис этих почв объяснялся с точки зрения подзолистого процесса, а почвы назывались субтропическими подзолистыми (Ковда, 1934; Сабашвили, 1936). Начиная с 1966 г. (Герасимов, 1966) за рассматриваемыми почвами все больше закрепляется название "субтропические псевдоподзолистые" (Зонн, Шония, 1971; Ромашкевич, 1974).

По аналитическим данным (см. таблицу) субтропические элювиально-поверхностно-глеевые почвы кислые, с равномерным ходом значений рН по профилю (в верхних горизонтах с более высоким рН, чем в псевдоogleях). Содержание поглощенных оснований невысокое (но выше, чем в псевдоogleях), с увеличением в нижней части профиля. Ненасыщенность в пределах 16–42%, иногда до 66%. Содержание подвижного Al – до 1-6 мг-экв. По характеру поглощенных оснований, подвижному Al, содержанию ила, а также очень резкой дифференцированности профиля по молекулярным отношениям можно предполагать, что эти явления не только результат перемещения и перераспределения веществ и частиц, но и исходной породной гетерогенности. Содержание подвижного Fe_2O_3 по Тамму в них значительно ниже, чем свободного Fe_2O_3 по Джексону.

Таким образом, по аналитическим данным в общих чертах можно сказать, что процесс почвообразования кислый при отсутствии заметного нако-

пления оснований и гуматно-фульватном характере гумуса. Дифференциация профиля, очевидно, определяется не только почвенными процессами, но и исходной неоднородностью породной толщи. Очевидно также, что субтропические псевдоподзолистые почвы имеют много общего с предкарпатскими псевдоглеями, отличаясь от них менее кислым характером почвообразования.

Солоди Предалтайских равнин, в которых ярко проявляются элювиально-поверхностно-глеевые процессы (Турсина, 1961), развиваются в особых условиях рельефа — блюдцеобразных западинах. Они промерзают до глубины 40–60 см. Весной и в начале лета находятся в сильно переувлажненном состоянии за счет затопления тальными водами. Это дополнительное увлажнение составляет 300–500 мм. Переувлажнение происходит на фоне высоких весенне-раннелетних температур и совпадает с периодом наиболее активного почвообразования. Иссущение верхней части профиля наступает летом.

Осолоделые почвы приурочены к микрозападинам на террасах ложбин древнего стока. Они развиваются под березово-осиновыми колками среди обыкновенных и южных черноземов, занимая 10–20% общей площади. Профиль солодей характеризуется резкой дифференциацией по элювиально-иллювиальному типу, а также присутствием иногда хорошо выраженного дернового и карбонатного горизонтов. Почвообразующими породами являются карбонатные лёссовидные суглинки.

Мощность гумусового гор. колеблется, в зависимости от характера растительности, от 3–5 до 20–30 см. Нередко в верхней части выделяется горизонт дернины, а в нижней — осолоделый гор. $A_1 A_2$. Осолоделый гор. $A_2 g$ имеет белесую или серовато-белесую окраску. В верхней части он мучнистый, в нижней — слоегато-плитчатый. Встречаются железистые конкреции и стяжения, количество их в нижней части горизонта увеличивается. Осолоделый горизонт сильно обеднен глинистым веществом в результате элювирования, зерна минералов почти полностью лишены глинистых пленок.

Бурый иллювиальный горизонт сильно уплотнен (объемный вес — 1,60), имеет призмовидную или призмовидно-ореховатую структуру, во влажном состоянии вязкий. По граням структурных отдельностей и крупным порам — глинистые пленки. Обильны железистые и железисто-марганцовистые новообразования: стяжения, конкреции, примазки. В нижней части иллювиального горизонта обычны карбонатные новообразования.

Данные анализов показывают, что солоды характеризуются кислой и слабокислой реакцией, невысоким содержанием поглощенных оснований в гор. $A_{2g}, A_2 B_1$ (4–5 мг-экв) и сравнительно высоким — во всех других (12–28 мг-экв), наличием следов Na и K в поглощенном состоянии. Органическое вещество в дерновом горизонте имеет преимущественно гуматный или гуматно-фульватный состав, в нижележащих горизонтах — фульватный. Кислые почвенные растворы в силу особенностей гидрологического режима почв проникают до глубины только 50–80 см. Содержание гумуса резко падает ниже 10–20 см (от 8% в A_1 до 0,3% в A_{2g}). Очевидно, можно характеризовать почвообразование в солодах как кислое, однако очевидна также неустойчивость реакции в течение года и смена на нейтральную. На это указывают следы поглощенного K и Na и часто гуматный состав органического вещества в A_1 .

Таким образом, условия и сам характер почвообразования в солодах за-

метно отличаются от рассмотренных выше примеров сравнительно "чистого" проявления элювиально-поверхностно-глеевых процессов в почвах Предкарпатья и влажных субтропиков Западной Грузии. В солодах эти процессы проявляются на более щелочном фоне и сезонность их, видимо, очень четкая.

Морфология профилей, рассматриваемых авторами почв, позволила констатировать ярко выраженную дифференциацию их в результате перемещения веществ и частиц и внутригоризонтные их перераспределения. Данные анализов констатируют кислое почвообразование и подтверждают наличие дифференциации профилей как совокупности элювиально-иллювиального перераспределения веществ при вероятной большей или меньшей исходной двучленности почвообразующих пород. Мы попытаемся показать, что многие из названных признаков являются результатом поверхностного оглеения.

Микроморфологическими исследованиями установлено, что в рассматриваемых почвах, как и в большинстве почв с дифференцированным профилем, верхняя и нижняя части почвенной толщи резко различаются по ряду признаков. Однако во всех случаях имеет место однотипная переработка почвенного материала в гор. А₁, А₂ и В. Она проявляется прежде всего в характере изменения строения глинистой массы. Эти изменения заключаются в потере связности между глинистыми частицами, их переориентации, и, в конечном счете, упрощении строения глинистой массы — до приобретения во всем профиле сравнительно однородного отдельно-чешуйчатого и чешуйчатого микростроения (при исходном строении глинистой массы пород с теми или иными проявлениями волокнистого строения).

Типы волокнистого строения глинистой массы практически не обнаружены в элювиально-поверхностно-глеевых почвах влажных субтропиков, а в почвах Предкарпатья и Предалтайских равнин они проявляются лишь фрагментарно в переходных к породе горизонтах, являясь остаточными породными признаками. Эти процессы упрощения строения глинистой массы происходят на фоне интенсивного выноса глинистых частиц из верхней и средней частей профиля. Наиболее сильный вынос фиксируется по полному отсутствию глинистых частиц (гор. А_{2g} солоды).

Одним из общих признаков переработки почвенного материала элювиально-поверхностно-глеевыми процессами является отсутствие микроагрегированности почвенной толщи. В результате лессиважа происходит обезиливание верхней и средней частей профиля; процессы поверхностного оглеения и элювирования способствуют потере почвенной массой дисперсных форм железа, связанных с почвенными частицами, и, в конечном итоге, распылению ее в периоды переувлажнения. Все это приводит не к агрегированности, а лишь к растрескиванию почвенной массы на фрагментарные микроотдельности в относительно сухие периоды. Только в верхней части гор. А_{2g} солодей, в силу зональных особенностей гумусообразования, проявляется микроагрегированность первого и второго порядка.

Характер глинистых натек в рассматриваемых почвах интересен как с точки зрения интенсивности лессиважа, так и с точки зрения роли поверхностного оглеения в проявлении лессиважа. Характерна зональность распределения разного типа натек по профилю. С максимальным содержанием их в гор. В и ВС совпадают наибольшие размеры их, разнородность, сложность и интенсивность прокраски соединениями железа. В этих горизонтах

представлены натёки: 1) однородные и слоистые, 2) простые и сложные по механическому составу (без примеси или со значительной примесью грубодисперсных частиц), 3) деформированные, уплотнившиеся и растрескавшиеся в результате процессов старения и др. Важной чертой гор. В является также переслаивание глинистых натёков с чисто железистыми. В целом характерная окраска натёков здесь — от красной до бурой и желто-бурой. Для верхних горизонтов, включая нижнюю часть гор. A_{2g} и целиком гор. A_{2B} , типичны мелкие "свежие" натёки, простые по составу (глинистые), светлые и однородные по окраске.

Основной признак поверхностного оглеения (мобилизация и перераспределение железа) ярко выражен в основной почвенной массе и охватывает весь профиль. В изученных почвах хорошо заметна зональность в распределении различных форм железистых стяжений. Для верхней части почв характерны более простые сочетания форм: дымки-ореолы, диффузионные кольца, оболочки, компактные плотные конкреции. Последние здесь являются наиболее характерной формой.

Ниже, в пределах нижней части A_{2g} и A_{2B} , максимально проявляются диффузные и потечные формы железа около пор, трещин, вокруг минералов. Очевидно, в силу неблагоприятных условий осаждения железа эта часть профиля является преимущественно "транзитной" зоной в перераспределении его по профилю. Особенно богат по количеству и сочетанию форм железистых новообразований гор. В. Здесь формы сегрегации наиболее многообразны. Конкреционные формы представлены как плотными конкрециями, так и конкрециями-оболочками.

Сопоставление зон развития глинистых натёков и железистых стяжений показывает их профильное несовпадение — максимум концентраций железа приподнят над максимумом концентрации глинистых частиц. Поскольку натёки в нижних частях профилей прокрашены железом наиболее интенсивно, по-видимому, на первом этапе элювирования вынос дисперсных частиц и соединений железа шел энергичнее и они проникали в самые глубокие позиции. Подтверждение этому мы видим также в величине (наиболее крупные) и составе глинистых натёков (обогаченность грубодисперсными частицами), сильной ожелезненности их слоев.

С другой стороны, сопоставление свойств натёков и железистых образований разных зон профилей указывает на отдельную миграцию железа и глины при наложении поверхностного оглеения. По мере заиливания гор. В развиваются сезонные восстановительные процессы, одним из результатов которых является "обезжелезнение" глины. Отсюда светлая окраска натёков в средней части профилей, чередование глинистых и железистых натёков в гор. A_{2B} и В. С развитием поверхностного оглеения сезоны мобилизации глинистых частиц и соединений железа все более не совпадают.

Таковы общие моменты в микростроении элювиально-поверхностно-глеевых почв трех разных биоклиматических зон. Частные проявления элювиально-поверхностно-глеевых процессов отражают различия почвообразования в этих трех зонах. Они следующие.

1. Элювиально-поверхностно-глеевые почвы Предкарпатья. Выделяются обилием, разнообразием и сложностью глинистых натёков. Характерна веерообразно растекшаяся нечеткая форма натёков. В сильно ожелезненном гор. В в натёках иногда обнаруживаются признаки деформации, что может

быть связано с растрескиванием и перемещением почвенной массы по трещинам. Для гор. ВС характерны слоистые неоднородные глинисто-пылеватые натёки и натёки с разным строением глинистого вещества. Среди железистых стяжений много рыхлых и хлопьевидных форм. Особенности натёков и железистых образований в профиле позволяют предполагать разновременность миграций глины, железа и пылеватых частиц.

2. Элювиально-поверхностно-глеевые почвы влажных субтропиков. Относятся к почвам, наиболее переработанным элювиально-поверхностно-глеевым процессом. По сравнению с почвами Предкарпатья отличаются четкостью ограничения глинистых натёков во всех зонах профиля от вмещающей массы (рис. 1). Характерен железистый конкреционный горизонт с многообразными формами стяжений, среди которых наряду с диффузными формами типичны: 1) крупные конкреции — оболочки с разнообразными формами выделения железа внутри них; 2) конкреции, захватывающие в процессе роста участки с натёками глины, и 3) конкреции с раскристаллизацией гётита и гематита.

Наличие в профиле педореликтов в виде обломочков натёков и крупных конкреций свидетельствует об однонаправленности процессов почвообразования на равнинах влажных субтропиков за длительный период времени.

3. Солоди Предалтайских равнин. Поверхностное оглеение в солодах в течение года протекает за короткий период, но отличается высокой активностью, приводящей к чрезвычайно резкому обеднению плазмой верхних горизонтов (гор. А_{2g} состоит из отмытых и отбеленных зерен первичных минералов). Ярко выраженный натечный характер гор. В (натёки и пленки) указывает на "массированное" закрепление глины в этом горизонте. Характерно более четкое проявление плотных конкреций в верхней толще и не менее четкое преобладание диффузных и хлопьевидных форм в нижней (рис. 2).

Элювиально-поверхностно-глеевой процесс имеет ряд постоянных макро- и микроморфологических признаков в почвах различных зон. К ним относятся: 1) переработка почвенной массы, в особенности ее тонкодисперсной части, с формированием раздельно-чешуйчатых и чешуйчатых типов строения, общее упрощение микростроения глины; 2) неагрегированность почвенной массы; 3) зональность глинистых натёков в профиле по сложности их строения, прокрашенности железом; появление чистых железистых натёков, иногда переслаивающихся с глинистыми; 4) зональность профиля по формам железистых образований.

В наиболее континентальных условиях перечисленные признаки выражены резко, а профиль проявления их оказывается сильно сжатым. "Массированность" элювиально-поверхностно-глеевых процессов в этих условиях приводит к наименьшему несовпадению нижних границ зон аккумуляции глины (за счет натёков) и ожелезнения. Начальное проявление лессиважа лишь немного опережает поверхностно-глеевый процесс или же они совпадают.

В умеренно теплых и влажносубтропических условиях с растянутым периодом переувлажнения увеличивается профиль проявления элювиально-поверхностно-глеевых процессов, а нижние зоны — аккумуляции глины и

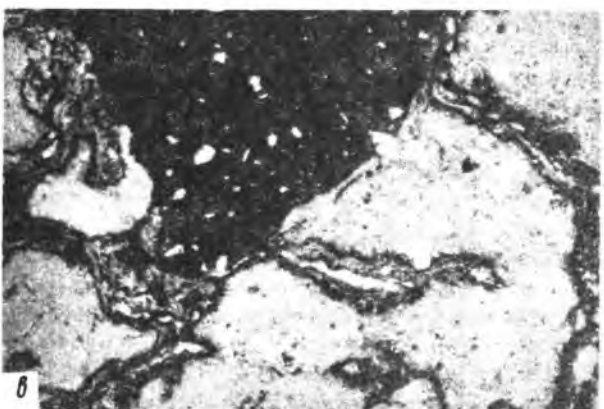
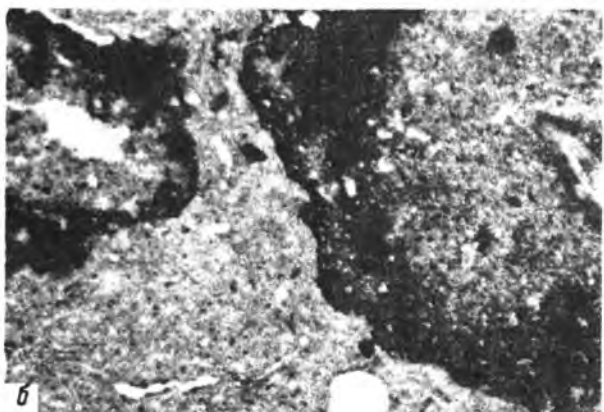
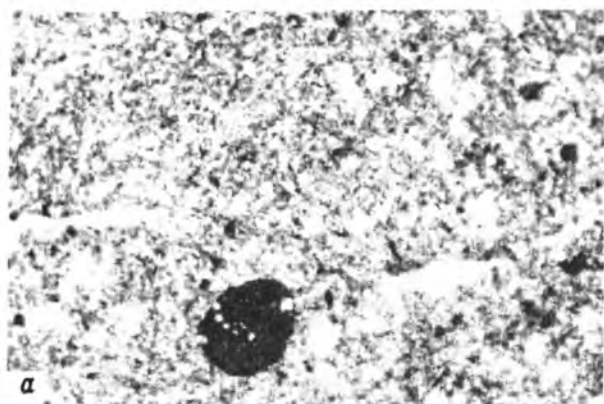
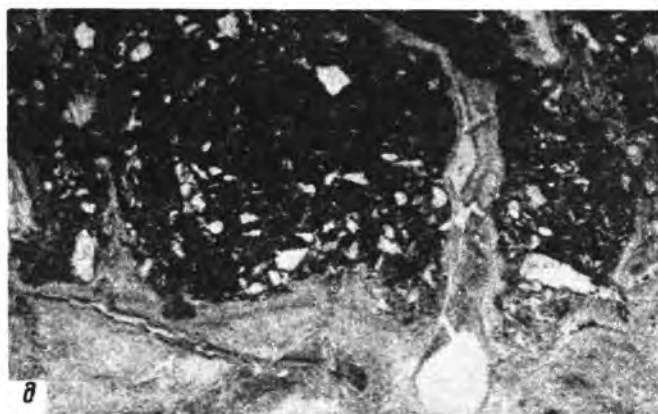


Рис. 1. Детали микростроения субтропической элювиально-поверхностно-глеевой почвы (Западная Грузия), X 70

a – строение осветленной массы гор. A_2 ; *b* – микрозоны ожелезнения гор. A_2 в виде диффузных оболочек; *в* – конкреция и потечные железистые образования в ниж-



z



d



e

ней части отбеленной толщи почвы; *z* – сложное строение гор. В с конкрециями и глинистыми натеками; *d* – разрастание железистой конкреции в материале глинистого натека (гор. В); *e* – сложное строение железистой конкреции в гор. В

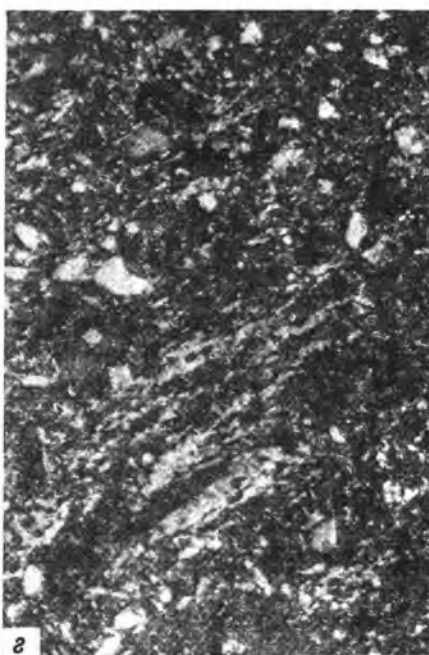
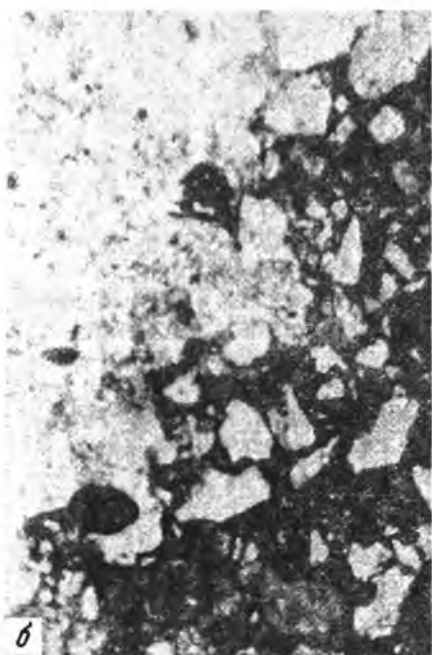
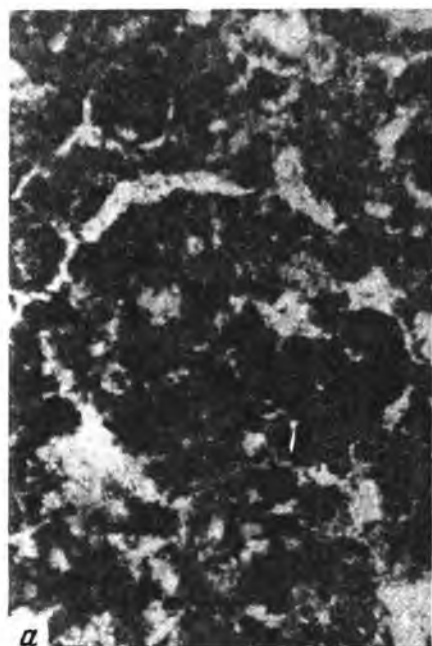
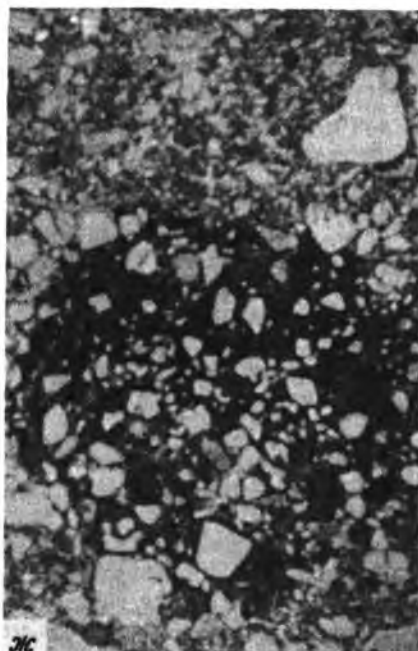


Рис. 2. Детали микростроения солоди и псевдогля, $\times 70$

a – общее строение гор. A_1 ; *б* – участки обезиленной массы на границе с железистой конкрецией в гор. A_2 ; *в* – вокругскелетная ориентация глинистых частиц в верхней части гор. B_1 ; *г* – параллельно-волоконистая и струйчатая ориентация тонкодис-



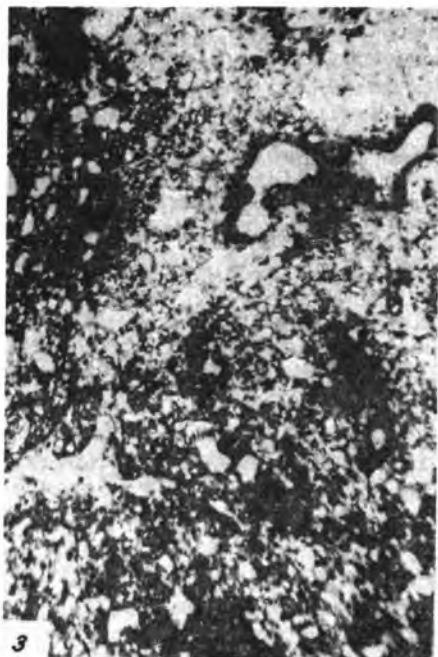
д



ж



е



з

персного материала в нижней части гор. В₃; *д* – глинистый слоистый натек в гор. В₂, ник. +; *е* – детали строения пылевато-глинистого натека в гор. В₃; *ж* – пятнистое ожелезнение в гор. В₃; *з* – микрозоны ожелезнения и ожелезненные натёки в гор. В₁ псевдогля

ожелезнения — четко разграничены. По-видимому, период интенсивного проявления поверхностного оглеения здесь значительно отставал от лес-сиважа.

Различия элювиально-поверхностно-глеевых процессов в умеренно тепло-й и влажносубтропической зонах заключаются в ярком перераспределе-нии частиц почвенной массы в первой зоне (крайняя пестрота в проявлении глинистых натеков), расплеснутом характере натеков (связанном, по-ви-димому, с "пльвунным" состоянием их в период переувлажнения) и в крайне выраженном перераспределении и сегрегации железа — во второй. Во влажносубтропических условиях последнее обусловлено наиболее высо-ким и в то же время более однородным фоном увлажнения почв, что спо-собствует максимальной мобилизации соединений железа.

ЛИТЕРАТУРА

Вернандер М.Б., Годлин М.М., Самбур Г.Н., Скорина С.А. Почвы УССР. Киев; Харь-ков: Госсельхозиздат, 1951.

Герасимов И.П. Что такое субтропические подзолы Абхазии? — Почвоведение. 1966, № 11.

Герасимова М.И. Особенности почвообразования на восточном макросклоне Укра-инских Карпат. — В кн.: Вопросы исследования и использования почв Молдавии. Ки-шинев, 1966.

Гоголев И.Н. Путеводитель экскурсии Всесоюзного совещания по генезису, клас-сификации и сельскохозяйственной типологии почв советских Карпат и прилегаю-щих территорий. Львов, 1963.

Дараселия М.К. Красноземные и подзолистые почвы Грузии и их использование под субтропические культуры. Махарадзе; Анасеули, 1949.

Зонн С.В. О бурых лесных и бурых псевдоподзолистых почвах Советского Сою-за. — В кн.: Генезис и география почв. М.: Наука, 1966.

Зонн С.В., Шония Н.К. Псевдоподзоливание в субтропических почвах Западной Грузии. — Почвоведение, 1971, № 1.

Ковда В.А. К географии подзолистой стадии почвообразования. — Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1934, т. 10.

Ромашкевич А.И. Почвы и коры выветривания влажных субтропиков Западной Грузии. М.: Наука, 1974.

Сабашвили М.Н. Почвы влажной субтропической зоны СССР Грузии. Тифлис, 1936.

Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. М.: Высшая школа, 1978.

Турсина Т.В. Некоторые данные по динамике процессов почвообразования в осо-лодельных почвах Алтайского края. — Почвоведение, 1961, № 4.

Mückenhausen E. Le pseudogley. — Science du Sol., 1963, N 1.

МИКРОСТРОЕНИЕ И СОСТАВ МАРГАНЦОВО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ ПОЧВ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ

С.А. Шоба, П.Н. Балабко

Вопросы строения, состава и генезиса таких широко распространенных новообразований почв, какими являются марганцово-железистые стяжения, давно привлекают внимание исследователей. Это объясняется в первую очередь большой ролью соединений и новообразований Fe и Mn в почвообразовании, диагностике и номенклатуре почв. Формирование новообразований определенного состава связано с конкретной физико-химической обстановкой почвенной среды, что позволяет использовать Mn-Fe-новообразования в целях изучения динамики почвенных режимов и реконструкций условий среды.

К настоящему времени в литературе накоплен обширный материал по морфологии, химическому составу и генезису этих новообразований (Полтева, Соколова, 1967; Добровольский, Терещина, 1970; Тонконогов, 1970; McKenzie, 1971), по их минералогии и микроморфологии (Добровольский и др., 1978, 1981; Eswaran, Raghunohan, 1973; Gallaher et al., 1973). А.К. Оглезнев (1968) использовал морфологию и химические свойства конкреций в целях диагностики и индикации почв. Анализ этих работ показывает, что однозначной гипотезы механизма происхождения указанных стяжений нет. Преобладает мнение о главенствующей роли физико-химических процессов в миграции и аккумуляции соединений железа и марганца. В то же время, по мнению Т.В. Аристовской (1980), большую роль играют почвенные микроорганизмы. В литературе недостаточно сведений о приуроченности стяжений к определенным морфонам почвенной массы, о варьировании их распределения в пространстве, а также субмикроскопическом строении новообразований, особенно микроскопических выделениях соединений Fe и Mn. В связи с этим особый интерес представляют вопросы: какие соединения железа и марганца входят в состав различных по морфологии новообразований, особенно в почвах разных ландшафтов лесной зоны? Имеют ли эти соединения сходную природу (микроморфологию, минералогию, состав) или они отражают, в каждом конкретном случае, специфику определенной среды, где протекает конкрециеобразование? Эти вопросы мы попытаемся рассмотреть в настоящей работе.

Объектами исследования служили различные марганцово-железистые новообразования, вычлененные как из подзолистых, дерново-подзолистых, подзолистых глеевых почв, сформированных на покровных, моренных и озерных отложениях разного механического состава (Московская, Калининская, Новгородская, Томская области), так и из пойменных почв рек Оби и Оки. Для сравнения были использованы карбонатные новообразования из пойменных ландшафтов степной и лесостепной зон. Новообразования представлены главным образом стяжениями и пленками. Микроморфологическое изучение проводили с помощью оптического поляризационного и растрового электронного микроскопов. Растровая электронная микроскопия объектов сопровождалась параллельным изучением вещественного состава отдельных микрзон с помощью рентгеновского микроанализатора.

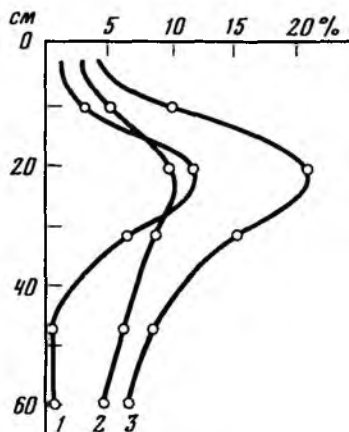


Рис. 1. Содержание и распределение конкреций (ортштейнов) в профиле подзолистой почвы
1 — фракция > 2 мм; 2 — фракция 0,25–2 мм;
3 — фракция > 0,25 мм

Минералогический состав соединений Fe и Mn определяли рентген-дифрактометрическим методом и методом Мессбауэровской спектроскопии.

Содержание и распределение Fe-Mn новообразований в почвах лесной зоны сильно варьируют не только по генетическим горизонтам, но и в пределах каждого горизонта. Так, в сильподзолистых почвах Центрально-лесного заповедника (Калининская обл.) в пределах элювиального гор. A_2 содержание ортштейнов размером более 0,25 мм варьирует от 0,5 до 20%. В пределах элювиальной толщи ими обеднены оглеенные морфоны и притрещинная масса. В переходных горизонтах ортштейны приурочены преимущественно к внутривпедной массе, почти всегда они отсутствуют вдоль сизых трещин. Часто максимумы марганцево-железистых новообразований приурочены к границе смены механического состава почвообразующей породы и к верхнему пределу пульсации уровня грунтовых вод. Содержание ортштейнов закономерно уменьшается по профилю подзолистых почв, а с глубины 50 см они вообще отсутствуют или плохо выражены (рис. 1). Пространственное варьирование содержания конкреций определяется главным образом микрорельефом и прямым влиянием на почву вывала деревьев, сильно перемешивающего почвенный материал верхних горизонтов. Содержание ортштейнов (как следует из лимитов стандартных отклонений и коэффициентов вариации) отличается значительной пространственной вариацией. Коэффициенты вариации содержания ортштейнов колеблются в интервале от 50 до 100%. Почти во всех случаях распределения имеют большую положительную асимметрию и распределения содержания ортштейнов отличны от нормального (Дмитриев и др., 1979).

Максимальное содержание марганцево-железистых новообразований во всех пойменных почвах лесной зоны приходится на верхние гумусово-аккумулятивные горизонты, зону гидрогенной аккумуляции веществ и внутривпедных испарений. В дерновых слабообразованных почвах эти новообразования представлены хлопьевидными сгустками. Наиболее разнообразны микроформы Mn-Fe-новообразований в дерново-луговых почвах, среди которых преобладают плотные стяжения с четкими очертаниями. С усилением оглеения в луговых почвах преобладают "рыхлые" неправильной формы стяжения с диффузными краями и диффузионные кольца.

Наряду с новообразованиями сегрегационной природы в лесных почвах обильны хемогенные выделения окислов железа и марганца в виде пленок, примазок на гранях структурных отдельностей, в тонких пустотах внутривпедной массы. Максимальное содержание их приурочено к переходным горизонтам почв (Добровольский, Шоба, 1978).

Ортштейны элювиальных горизонтов (A_2) имеют отчетливую сферичес-

кую (округлую) форму. В этих горизонтах их размеры достигают 6–10 мм в диаметре, они преимущественно плотные. Изучение шлифов показывает, что большинство новообразований имеет недифференцированное строение (нодули) по Брюеру. Новообразования с дифференцированным микростроением (конкреции) встречаются гораздо реже и обнаруживаются главным образом в суглинистых разновидностях почв. В гор. А₂В ортштейны имеют вид уплощенных, иногда округлых и неправильной формы образований. Они менее компактные, имеют недифференцированное микростроение. Глубже (гор. В₁, В₂) ортштейны рыхлые, неправильной формы, их трудно вычленивать из основной почвенной массы. Характер и интенсивность окраски в прозрачных шлифах неоднородны даже в пределах отдельных ортштейнов, что объясняется неравномерным распределением в них соединений Fe и Mn (рис. 2, а).

Для выявления деталей субмикроскопического строения новообразований их внутренние сколы, иногда поверхности, были изучены с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ). Предварительные исследования новообразований показали, что их формирование идет по типу заполнения крупных и тонких пустот в сегрегационной зоне соединениями железа, марганца и органо-минеральными комплексами. Заполнение бывает полное и частичное. В последнем случае на стенках пустот хорошо диагностируются характерные выделения окислов железа и марганца (Добровольский, Шоба, 1978; Добровольский и др., 1978). Осаждение этих соединений в локальных участках происходит как раздельно, так и совместно. Применение рентгеновского микроанализатора сопряженно с РЭМ позволило провести четкую диагностику форм соединений Fe и Mn, а также их совместных аккумуляций.

Новообразованные соединения гидроокислов железа имеют тонкодисперсную природу. Они формируют преимущественно округлые агрегаты (глобулы) размером до 1 мкм (рис. 2, б). По мере поступления новых порций вещества происходит укрупнение глобул, их сливание и дальнейшее образование компактной массы, заполняющей полностью пустоты. В результате последующей дегидратации во внутренних частях этих образований формируются округлые и извилистые тонкие поры. Поверхность глобул волнистая, иногда шероховатая. В последних прослеживаются несовершенные фрагменты облика кристаллов (рис. 2, в, г).

Анализ микрофотографий ортштейнов, выделенных из элювиальных и иллювиальных горизонтов подзолистых почв, вскрыл некоторые различия в морфологии железистых аккумуляций. Для элювиальных горизонтов преимущественно характерна волнистая или флюидальная поверхность железистых выделений, что связано, вероятно, с влиянием тонкодисперсных гумусовых веществ (рис. 2, д, е). В иллювиальных горизонтах они имеют шероховатый облик, чаще прослеживается субкристаллическое строение материала. Максимальные размеры железистых кристаллов и их сростков достигают 300–500 Å. Наиболее четко они выражены в зонах интенсивного выветривания железосодержащих минералов. Железо из кристаллических решеток первичных минералов постепенно осаждается на поверхности минеральных частиц (Шоба, Соколова, 1981). В этих условиях превентивная роль органических соединений в формировании кристаллов окислов железа минимальна. Однако рентген-дифрактометрическая и камер-

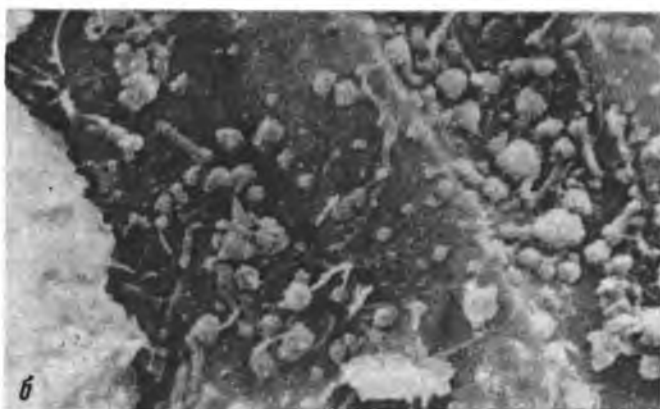
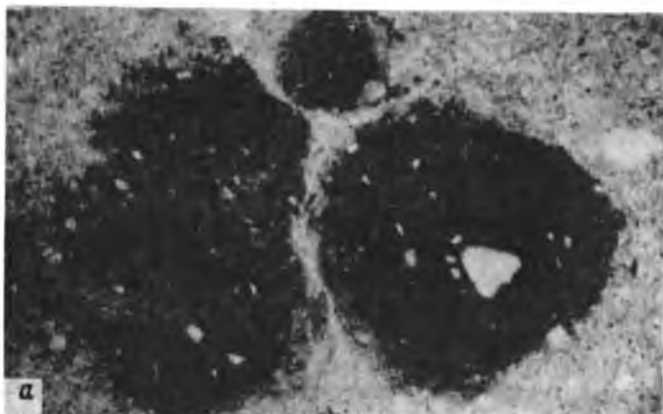
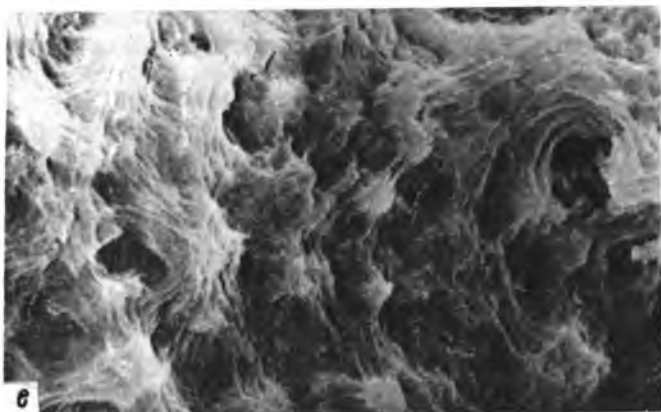
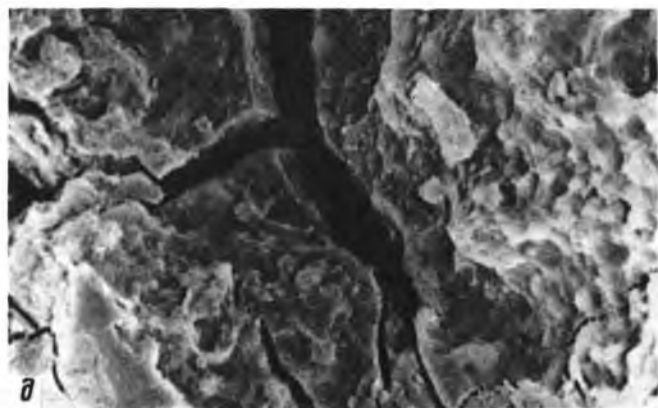


Рис. 2. Микроморфология соединений железа

а — ортштейны в подзолистом горизонте, X 27; *б* — глобулы Fe_2O_3 на поверхности минеральных частиц, X 16000; *в* — заполнение гидроксидами пустот между зернами, X 2100; *г* — окристаллизованные выделения Fe_2O_3 , X 16000; *д* — флюидальное строение аккумуляций гидроксилов Fe; *е* — то же, деталь



ная съемки ортштейнов не выявили наличия хорошо окристаллизованных железистых минералов вследствие их высокодисперсного состояния — размеры этих кристаллов лежат за пределами чувствительности рентгеновского метода анализа.

Проведенные ранее исследования ортштейнов с помощью Мессбауэровской спектроскопии позволили более точно установить размеры железистых минералов (среди них резко преобладает гётит), основная часть которых имеет диаметр 70–150 Å (Бабанин и др., 1976; Добровольский и др., 1981). Более разнообразные по форме и хорошо окристаллизованные соединения железа обнаружены в новообразованиях почв тропического ряда (Eswaran, Raghunoham, 1973; Eswaran et al., 1978). По данным исследования в этих почвах были идентифицированы хорошо выраженные уплощенно-овальные кристаллы гематита, пластинчато-овальные и пакеты-сростки удлиненных кристаллов гетита. Кроме того, в тропических почвах повсеместно присутствуют "аморфные" выделения гидроокислов железа.

Микроморфология марганцовистых выделений в составе различных стяжений имеет характерные особенности (Добровольский и др., 1978). Прежде всего обращает на себя внимание ажурная, сетчатая, иногда сотовая природа этих образований, которые локально или равномерно располагаются на поверхностях минералов или стенках тонких пустот (рис. 3, а, б). Мелкие ячеи с тонкими стенками иногда объединены в более крупные куполообразные выделения. Следует отметить, что подобная форма выделений соединений марганца почти универсальна для многих марганцово-железистых и марганцовых новообразований почв лесной зоны.

Различия могут проявляться лишь в степени "оформленности" сеток, их конфигурации. Отчетливо различимых кристаллов соединений марганца мы не обнаружили. Это подтвердила и рентгеновская съемка образцов. Таким образом, соединения марганца имеют микрокристаллическую природу, размеры кристаллов лежат за пределами разрешения растрового электронного микроскопа и чувствительности рентгеновского метода анализа и составляют лишь десятки ангстрем. В то же время специфичная морфология соединений марганца почти исключает их "аморфность". Формирование хорошо выраженных кристаллов окислов марганца, вероятно, происходит в других термодинамических условиях. Такие факты были отмечены в тропических почвах Индии, Австралии, Заира и Малайзии (Eswaran et al., 1978). В почвах этих стран авторы обнаружили и описали хорошо выраженные кристаллы литиофорита, исутита, бёрнессита и фейткнехтита. Хорошо развитые кристаллы манганита были обнаружены нами в карбонатно-марганцовых конкрециях нижней кровли четвертичных отложений (Западная Сибирь (рис. 3, в, г)).

Минералогическую природу тонкодисперсных соединений марганца определить трудно. По сумме признаков их можно отнести к манганиту. Однако в составе марганцово-железистых конкреций большая часть соединений Fe и Mn осаждается совместно или поочередно, периодически в одних и тех же зонах. Состав этих зон имеет разный химический состав, т. е. разное соотношение железа и марганца (рис. 3, д, е). В соответствии с соотношением элементов в конкретной зоне заметно меняется морфология аккумуляций. В случае низкого содержания железа отчетливо прослеживаются элементы сотового и сетчатого строения. При преобладании железа аккумуля-

лации представляют собой бесформенную, флюидальную массу, иногда с выраженными глобулярными выступами.

Большинство марганцово-железистых стяжений содержит органическое вещество, преимущественно фульватной природы. Содержание органического компонента в составе конкреций также сильно варьирует. Это варьирование отмечается как в разных конкрециях, так и в пределах одного стяжения. Косвенное определение органического вещества в определенных зонах конкреций осуществляется с помощью рентгеновского микроанализатора по скорости накопления характеристического рентгеновского излучения основных элементов конкрециеобразователей. При высоком содержании органического вещества в единице объема, который является источником рентгеновского излучения, снижается концентрация других химических элементов. В результате этого понижается скорость накопления сигнала любого элемента.

Для определения характера и причин изменения морфологии марганцово-железистых аккумуляций при удалении органического вещества было проведено прокаливание ортштейнов в муфеле при температуре 800°C с последующим исследованием сколов на растровом электронном микроскопе. Прокаливание образцов привело к дегидратации тонкодисперсного материала и удалению органических соединений. Анализ микрофотографий показал, что при прокаливании обособленные выделения как железа, так и марганца не меняли морфологии. Обнаружено лишь появление тонких трещин дегидратации. Зоны, обогащенные органическими соединениями, сильнее изменяли исходный облик. Появилось больше трещин и пустот, т. е. произошло некоторое изменение объема вещества без заметного изменения внешних форм (рис. 4, а, б).

В составе Mn-Fe-конкреций, особенно почв аллювиальных ландшафтов, иногда обнаруживаются остатки клеток микроорганизмов, стенки которых инкрустированы соединениями железа (клетки имеют преимущественно округлую бациллоидную форму). Подобных образований, обогащенных марганцем или другим элементом, мы не обнаружили. Остатки железистых клеток устойчивы и сохраняются длительное время (рис. 4, в, г и 5).

Проведенные наблюдения марганцово-железистых новообразований почв лесной зоны с помощью растрового электронного микроскопа и сопряженные химические исследования позволили выявить ряд общих особенностей их строения и формирования. В первую очередь обращает внимание общность морфологического облика новообразованных соединений Fe и Mn. Эта общность прослеживается в почвах различных ландшафтов (водоразделы, поймы) и испытывающих разную степень увлажнения (автоморфные и гидроморфные). Кроме того, сходное микростроение имеют многие конкреции, выделенные из почвообразующих пород четвертичного возраста (см. рис. 4, д, е). Однотипная микроморфология этих соединений указывает на сходный механизм их формирования, который не зависит от нюансов экологической среды. Аккумуляция соединений определяется некоторыми физическими и химическими параметрами, которые соблюдаются в большинстве случаев в лесной зоне (Eh, температуры, концентрации раствора и т. д.).

Таким образом физико-химическое осаждение элементов конкрециеобразователей в разных экологических условиях приводит к образованию

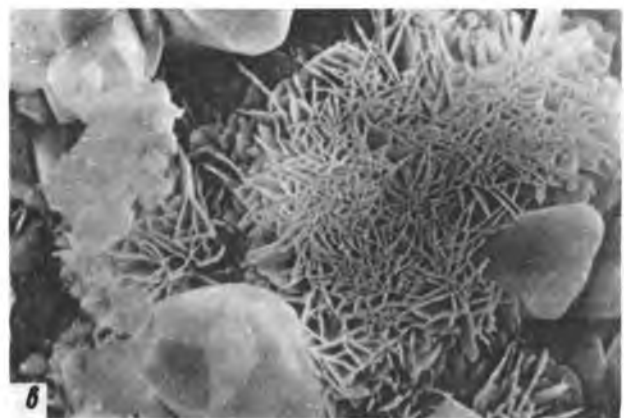
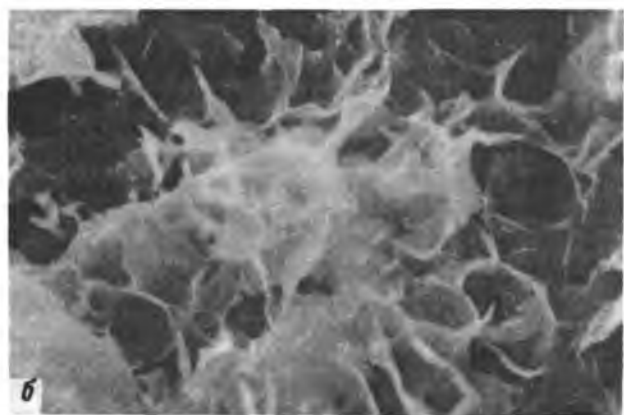
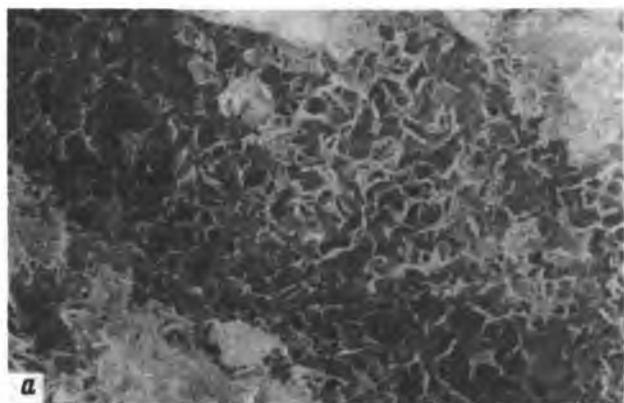
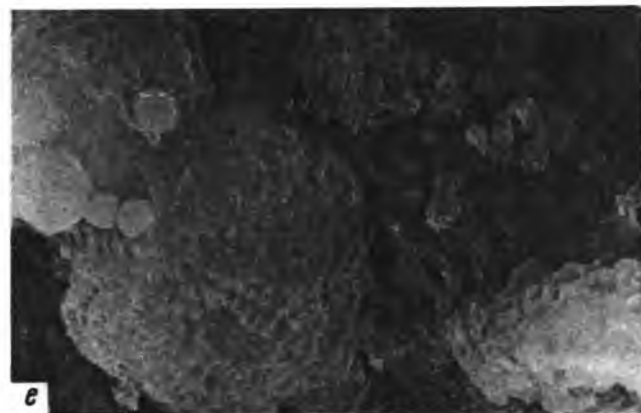
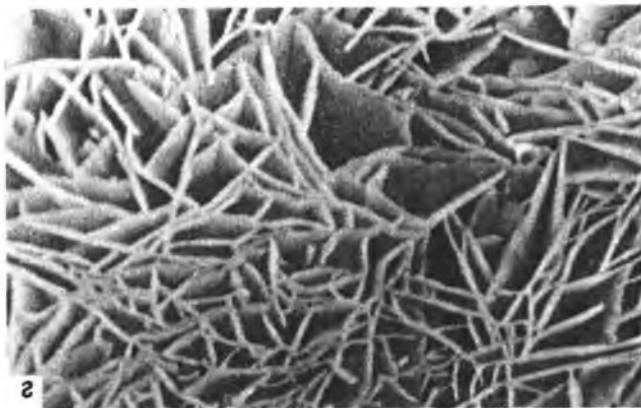


Рис. 3. Микроморфология соединений марганца

а – ажурные (сотообразные) выделения окислов марганца, X 6300; *б* – то же, X 20000; *в* – кристаллы мanganита в карбонатных конкрециях, X 4300; *г* – то же, X 21000; *д* – куполообразные аккумуляции Fe и Mn, X 6300; *е* – то же, X 12000



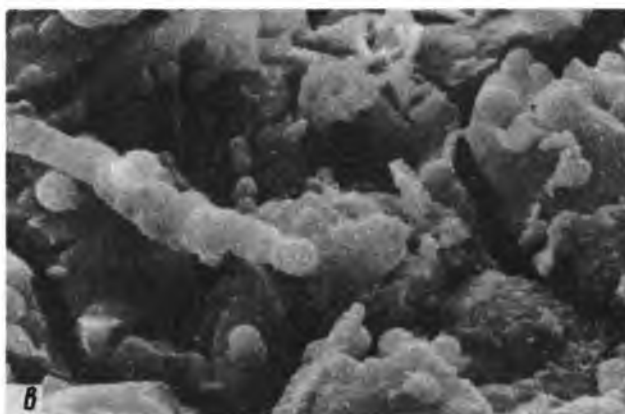
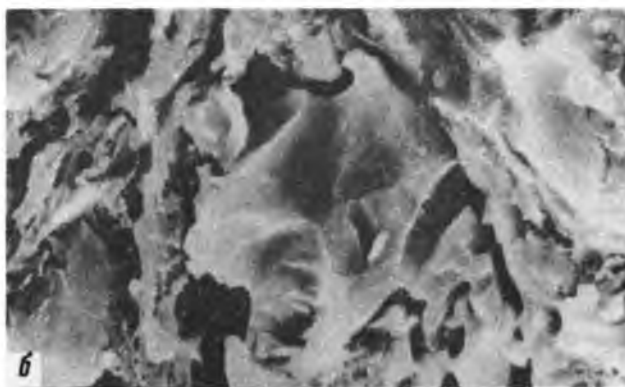
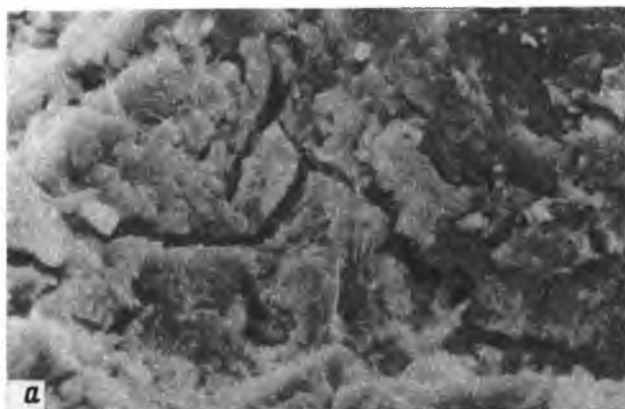
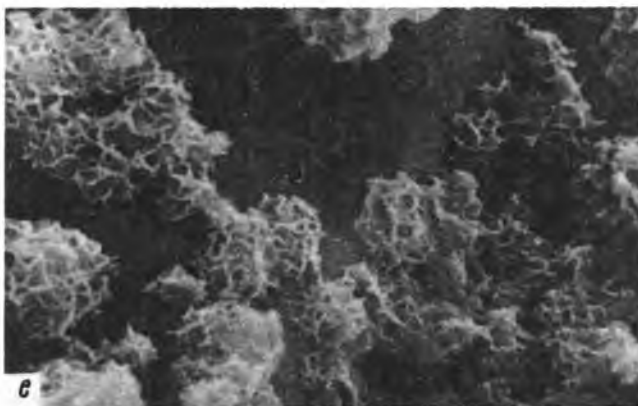
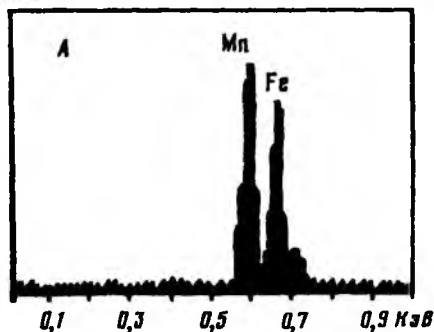


Рис. 4. Микроморфология соединений железа и марганца
a – трещины и обособления железисто-марганцовистого материала конкреций, X 2100; *б* – трещины дегидратации вокруг зерна кварца, X 4000; *б,2* – чехлы микроор-



ганизмов в конкреции, инкрустированные Fe, X 6300 и 4300; *d* – соединения марганца на поверхности минеральных зерен в почвообразующей породе, X 2100; *e* – то же, деталь, X 10000

Имп



Имп

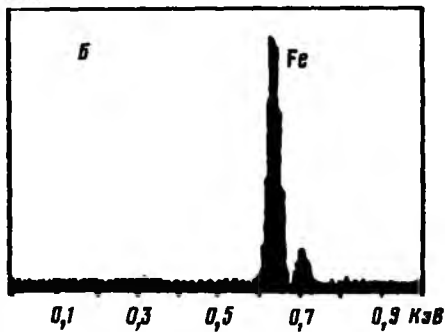


Рис. 5. Рентгеновский микроанализ конкреций

А – спектр куполообразных выделений в конкрециях; Б – рентгеновский спектр чехла бактерии

однотипных по минералогии, размерам кристаллов и микроморфологии соединений железа и марганца. В то же время в пределах профиля почв разных генетических типов встречаются новообразования, имеющие разную морфологию и химический состав. Эти особенности стяжений контролируются условиями и динамикой конкрециеобразования, той геохимической обстановкой, которая характерна для конкретного почвенного тела. В этих случаях многочисленные факторы почвообразования находят отражение (каждый фактор в разной степени) в морфологии стяжений, их распределении в пространстве и по профилю почвы и в соотношениях в них элементов-конкрециеобразователей. Последнее свойство успешно используется для оценки степени оглеения почвенной толщи (Оглезнев, 1968).

Окристаллизованность соединений железа и марганца в почвах лесной зоны слабая. Для формирования хорошо выраженных кристаллов, вероятно, нужны другие условия среды, которые имеют место в тропических почвах. Кроме этого, кристаллизации соединений марганца и особенно железа препятствуют подвижные органические соединения неспецифической и специфической природы. Органические вещества формируют сложные подвижные комплексы с металлами. Этот процесс особенно ярко проявляется в подзолистых Al-Fe-гумусовых почвах.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристовская Т.В. Микробиология процессов почвообразования. Л.: Наука, 1980.
- Бабанин В.Ф., Карпачевский Л.О., Опаленко А.А., Шоба С.А. О формах Fe-соединений из разных почв. – Почвоведение, 1976, № 5.
- Дмитриев Е.А., Шоба С.А., Романова А.А., Уразметова Р.А. Распределение и свойства железисто-марганцовистых новообразований почв. – В кн.: Генезис и экология почв Центрально-лесного государственного заповедника. М.: Наука, 1979.
- Добровольский Г.В., Карпачевский Л.О., Соколова Т.А., Ершова Л.Н., Шоба С.А. Микроморфология и минералогия гидроокислов железа в почвах и почвенных новообразованиях. – ДАН СССР, 1982, т. 264, № 1.
- Добровольский Г.В., Карпачевский Л.О., Соколова Т.А., Шоба С.А. Микроморфология марганцовистых новообразований почв. – ДАН СССР, 1978, № 238, № 5.
- Добровольский Г.В., Терещина Т.В. Марганцовисто-железистые новообразования в почвах южной тайги. – Почвоведение, 1970, № 12.

Добровольский Г.В., Шоба С.А. Растровая электронная микроскопия почв. М.: Изд-во МГУ, 1978.

Оглезнев А.К. Новообразования тяжелых гидроморфных дерново-подзолистых почв и их значение для диагностики. — Почвоведение, 1968, № 3.

Полтева Б.Н., Соколова Т.А. Исследование конкреций из сильноподзолистой почвы. — Почвоведение, 1967, № 7.

Тонконогов В.Д. О генезисе Mn-Fe-новообразований в песчаных подзолах. — Почвоведение, 1970, № 3.

Шоба С.А., Соколова Т.А. Характеристики продуктов выветривания биотита в дерново-подзолистой почве. — Почвоведение, 1981, № 11.

Cescas M.P., Tyner E.H., Harmer R.S. Ferro-manganiferous soil concretions. A scanning electron microscope study of their micropore structure. — Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1970, vol. 34, N 4.

Gallaher R.N., Perkins H.F., Radcliffe D. Soil concretions: 1. X-ray spectrograph and electron microprobe analysis. — Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1973, vol. 37, N 3.

Gallaher R.N., Perkins H.F., Tan K.H. Chemical and mineralogical changes in glaeboles and enclosing soil with depth in a plinthic soil. — Soil Sci., 1974, vol. 117, N 6.

Eswaran H., Raghunoham N.G. The micromorphology of petroplinthite. — Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1973, vol. 37, N 1.

Eswaran H., Lim C.H., Sooryanarayana V., Nordin Daud. Scanning electron microscopy of secondary minerals in Fe-Mn-glaeboles. — In: Proc. 5th Intern. Work Meet. Soil Micromorphol. Spain. Granada, 1978.

McKenzie R.M. The manganese oxides in soils. A review. — Ztschr. Pflanzenernähr und Bodenk., 1971, Bd. 313, N 2.

УДК. 631. 472:631. 445. 2

ТРЕЩИННАЯ СЕТЬ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ И ПАРТЛЮВАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В ПРОФИЛЕ (ОПЫТ МАКРО- И МЕЗОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ)

В.О. Таргульян, Л.К. Целищева

ТРЕЩИНЫ И ЗАПОЛНЯЮЩЕЕ ИХ ВЕЩЕСТВО КАК ОСОБЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПОЧВ

В последние годы при изучении большой группы текстурно-дифференцированных почв гумидных областей (подзолистые, псевдоподзолистые, лювисоли, альфисоли, псевдоглей, лессиве, парабраунерде) все большее внимание привлекает комплекс явлений линейной или трещинной нисходящей миграции влаги, растворов и суспензий в суглинисто-глинистых почвах (Таргульян, Вишневская, 1970; Кашанский, 1972; Зайдельман, 1974; Таргульян и др., 1974а,б; De Coninck et al., 1976; и др.).

Движение влаги и вещества по трещинам почв происходит намного быстрее, чем в плотно упакованной межтрещинной суглинисто-глинистой массе (Зайдельман, 1974; Рачинский и др., 1980). Часто в толще горизонтов Вt, Вtg, Вg, ВG подзолистых суглинистых почв и в горизонтах типа фрэджипен во многих лювисолях миграция по трещинам является единственным реальным механизмом переноса вещества между горизонтами, так как межтрещинная масса оказывается практически непроницаемой для воды, суспензий и растворов.

Линейная, или трещинная, миграция воды создает возможность для передвижения в глубь почвенного профиля не только растворов и илистых су-

пензий, но и любых фракций мелкозема и даже микроагрегатов, если это "разрешается" шириной трещин и скоростью потока воды в них.

Процесс нисходящего суспензионного передвижения любых фракций мелкозема в различных почвах был назван партлювацией (Таргульян, Вишневецкая, 1970). Партлювация как один из сложных элементарных почвообразовательных процессов включает в себя ряд более частных процессов (подпроцессов): передвижение в суспензиях частиц песка, пыли, ила отдельно или в разных комбинациях друг с другом. Процессы обезиливания, иллиммеризации, лессиважа, переквации (Глинка, 1924; Фридланд, 1958; Paton, 1978; Duchaufour, 1982) являются частными случаями партлювации и редко протекают в чистом виде, не сопровождаясь процессами передвижения других фракций.

В рыхлых песчаных и сильнощепнистых почвах в партлювацию включают разные фракции мелкозема; процесс охватывает всю массу горизонтов выноса и аккумуляции суспензий и проявляется как фронтальная партлювация.

В суглинисто-глинистых почвах с преимущественно трещинной пористостью фронтальная партлювация обычно выражена значительно слабее, но зато ярко выражена линейная партлювация, сосредоточенная в трещинах плотных гор. Вt, ВG, ВС и даже глубже.

Линейная миграция влаги, растворов и суспензий в трещинах подзолистых суглинисто-глинистых почв (и вообще почв тяжелого механического состава) определяет многие динамические и консервативные свойства почв: педогенетическую дифференциацию вещества в профиле, водопроницаемость и водный режим, распределение подвижных и питательных веществ и в связи с этим тонких корней в плотных горизонтах (преимущественно в трещинах), миграцию растворенных удобрений и техногенных загрязнителей; передвижение вглубь профиля пыльцы и спор растений и образование миграционных, а не погребенных спорово-пыльцевых спектров в почвах и рыхлых отложениях (Александровский, Овсяникова, 1981) и ряд других.

При полевом изучении суглинисто-глинистых почв с развитой сетью трещин редко специально описываются и опробуются сами трещины, заполняющая их внутритрещинная масса (ВТМ), притрещинные зоны горизонтов. Описание общей массы (ОМ) горизонтов строится на основе морфологии их межтрещинной массы (МТМ), преобладающей и по площади среза и по объему. Трещины в лучшем случае бегло характеризуются как детали строения каждого горизонта. Между тем, во многих суглинисто-глинистых почвах вертикальная трещинная сеть, ВТМ и притрещинные зоны МТМ представляют собой особые морфологические элементы почвенного тела, которые резко отличаются по составу и строению от преобладающей межтрещинной массы горизонта, "записывают" другую процессно-генетическую информацию, имеют другой режим и функционирование. Такие внутри- и притрещинные зоны, или морфоны, обычно плохо поддаются описанию традиционным "горизонтным" способом.

Резкое отличие внутри-, притрещинной и межтрещинной массы в одних и тех же горизонтах, тесная морфоструктурная и процессно-функциональная вертикальная связь вещества в глубоких трещинах на всем их простирании, усиленная циркуляция влаги, растворов и суспензий, концентрация корней по трещинам и т. д. — все это заставляет выделять во многих почвах наряду

с горизонтальными морфонами (собственно горизонтами) также и вертикальные морфоны. Общее обоснование выделения морфонов разной формы и простираения ранее было дано Э.А. Корнблюмом (1975).

В отличие от горизонтов вертикальные почвенные морфоны — это факультативные, необязательные элементы строения почвенного тела, характеризующиеся особой морфологией, составом, организацией, особым генезисом и функционированием внутри почвы в целом или внутри нескольких горизонтов. Для краткости такие почвенные вертикальные морфоны можно назвать ПВМ или вертоны.

Полевое исследование вертикальных морфонов обычно производится "горизонтным" способом, который разбивает тело трещины на искусственные отрезки внутри горизонтов, так как границы горизонтов проводятся обычно по морфологии их межтрещинной массы. Наряду с таким горизонтным описанием трещинных морфонов целесообразно их особое вертикальное описание, опробование как особых ПВМ, имеющих собственную изменчивость по глубине, и границы которых не всегда совпадают с границами горизонтов.

Почвенные вертикальные морфоны (ПВМ) могут иметь очень разнообразный состав и генезис. Они могут быть образованы по трещинам различного происхождения и возраста (от палеокриогенных до новейших техногенных), по ходам корней и землероев.

Структура и состав ПВМ в разных почвах варьируют в широких пределах. Они могут быть представлены бесструктурной песчано-пылевой массой, хорошо оструктуренными зоо- и копрогенными, а также гомогенными кристаллическими карбонатными, солевыми и железисто-марганцовистыми образованиями. Но особенно характерны для ПВМ сложно организованные вертикально слоистые линейные или концентрические кутанные системы, состоящие из кутан разного состава (песчаных, пылеватых, глинистых, гумусово-глинистых, Fe-Mn, солевых, карбонатных и т. д.).

Генезис вещества ПВМ обычно наиболее проблематичен: он может быть древним или современным, остаточным-элювиальным или иллювиально-суспензионным, иллювиально-или испарительно-хемогенным, "инситным" (образованным на месте во вмещающем горизонте — криогенным, слитогенным), просыпным (засыпка пустот в почве). Во многих случаях генетическая трактовка ПВМ имеет большое значение в оценке генезиса и функционирования почвы в целом.

Изучение почвенных вертикальных морфонов, особенно трещинных морфонов как особых образований в почве, как разветвленной и сложно организованной сети каналов, проводящих влагу, растворы и суспензии со скоростью намного большей, чем скорость фронтальной миграции в межтрещинной массе горизонтов, имеет и теоретическое и практическое значение и требует прежде всего специальных количественных исследований.

Основной целью настоящей статьи как раз и является такая количественная морфометрическая характеристика вертикальных трещинных морфонов (вертонов) в двух разрезах дерново-подзолистых почв, развитых на пылеватых (покровных) суглинках Русской равнины. При этом ставились следующие конкретные задачи: 1) изучение морфометрии самой трещинной сети этих почв (общий рисунок, количество, протяженность, ширина, емкость трещин и их изменчивость по глубине); 2) изучение морфомет-

рии собственно ВТМ, т. е. заполнения трещин суспензионным и хемогенным материалом (типы кутан, их встречаемость в разных классах трещин по толщине, изменчивость по горизонтам и т. д.); 3) генетическая оценка роли трещинной сети, трещинных морфонов (ПВМ, или вертонов), ВТМ и составляющих ее кутан в формировании профиля дерново-подзолистых почв.

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ТРЕЩИННОЙ СЕТИ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ НА ПОКРОВНЫХ СУГЛИНКАХ

Общий полигональный характер трещинной сети и приуроченной к ним системы вертикальных морфонов в дерново-палево-подзолистой почве (разр. 2-71) изучен ранее (Таргульян и др., 1974а). Полигональная трещинная сеть характерна для очень многих почв с текстурно-дифференцированным профилем (подзолистые, подзолисто-глеевые, псевдоподзолистые, палевые и палево-подзолистые, бурые лессивированные, серые лесные и др.), развитых на гляциальных и перигляциальных суглинисто-глинистых породах Прибалтики, северо-западной Белоруссии, Коми АССР, центра Русской равнины. В южнотаежной полосе Русской равнины подобная трещинная сеть была качественно описана нами примерно в 150 разрезах суглинистых дерново-подзолистых почв.

Следует подчеркнуть отмечавшийся и ранее (Дюдал, 1972; и др.) факт отсутствия или слабой выраженности глубоких полигональных трещин в суглинисто-глинистых текстурно-дифференцированных почвах суббореальных и субтропических регионов, где участие древнего и современного криогенеза в генезисе рыхлых толщ и почв отсутствовало или было минимальным (псевдоподзолистые почвы Предкарпатья и Закарпатья, серые лесные и дерново-подзолистые почвы лесных территорий Северного Кавказа, субтропические псевдоподзолы или подзолисто-желтоземные почвы Западной Грузии и т. д.).

В дерново-подзолистых почвах на покровных и моренных суглинках центра Русской равнины на вертикальных стенках разрезов отчетливо видна сеть трещин разной толщины, обычно заполненная различным по морфологии веществом и пронизывающая весь профиль от нижней границы гор. А1 или А2 до глубины порядка 2—4 м и более (рис. 1). С глубиной общее количество трещин и их ширина заметно уменьшаются. Общий рисунок трещинной сети в горизонтальном сечении — полигональный, причем размер полигонов укрупняется с глубиной.

Важно подчеркнуть, что общий характер трещинной сети сохраняется в широком диапазоне подзолистых почв, развитых на различных суглинисто-глинистых породах таежно-лесной зоны Русской равнины (покровные, лёссовидные суглинки и лёссы, моренные суглинки и глины, дву- и многочленные суглинистые породы гляциального генезиса и т. д.).

Время заложения и генезис трещинной сети установить довольно сложно. Можно лишь с большей или меньшей долей уверенности говорить о том, что трещины в основном эпигенетичны по отношению к материнской породе, в которой они развиты. Об этом можно судить по тому, что трещинная сеть накладывается на литологически и генетически разнородные и разновозрастные позднеплейстоценовые суглинисто-глинистые породы и сечет исходную литолого-генетическую слоистость (лёссовидные суглинки на мо-

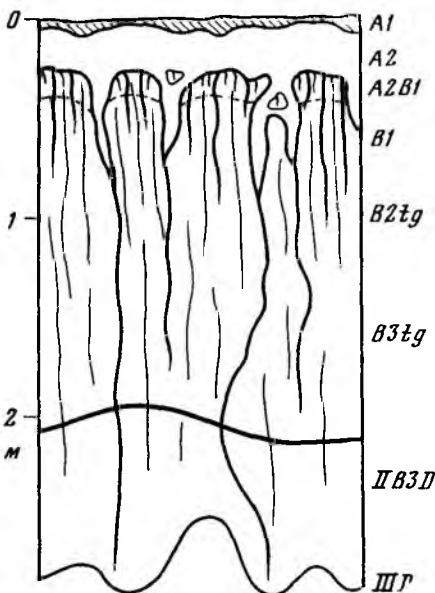
Рис. 1. Схематический профиль дерново-подзолистой почвы с трещинной сетью (разр. 2-71, 3-71)

ренах, разновозрастные толщи морен, слоистые суглинисто-супесчаные флювиальные толщи и т. д.).

Образование трещинной сети связано, по-видимому, не только с генезисом материнских пород и временем их образования, но и с определенным механическим составом пород: лучше всего трещины выражены на средних и тяжелых суглинках. На песках, супесях и очень тяжелых глинистых породах трещинная сеть не выражена или выражена гораздо слабее. Можно предположить, что полигональная трещинная сеть с трещинами шириной от 1 до 100 мм в породах разного генезиса заложилась во время и (или) после этапа деградации мерзлоты на рубеже плейстоцена и голоцена на территории центра Русской равнины. Это следует из того, что трещинная сеть дерново-подзолистых почв наложена на палеокриогенный рельеф и мерзлотные структуры (Бердников, 1976) позднелайстоценовых лёссовидных суглинков и суглинистых морен.

Вполне вероятно, что формирование трещин не закончилось на этом рубеже и продолжалось в течение всего голоцена. Основными агентами обновления старых и образования новых трещин в течение голоцена, включая и настоящее время, были морозное растрескивание в холодные малоснежные годы и отдельные этапы голоцена и растрескивание в результате сильного иссушения в засушливые годы и этапы голоцена.

Если общий полигональный мотив трещинной сети на разных породах в общем сходен, то материал, заполняющий трещины (ВТМ), может сильно различаться. Наиболее интересно различие трещинных морфонов и состава их ВТМ в подзолистых почвах, развитых на двучленных породах (песок или супесь на средних и тяжелых суглинках) и на предположительно одночленных покровных суглинках и лёссах. На двучленах, в которых верхний песчаный нанос примерно совпадает со средней мощностью элювируемой толщи (A1 + A2 + A2B), в трещинах гор. Bt, сформированных в суглинистом подстилающем наносе, обнаруживается преимущественно песчано-крупнопылеватая ВТМ в виде сплошного заполнения или редко-слоистых скелетан вдоль стенок трещин. Суглинисто-глинистые кутаны в трещинах гор. Bt на таких двучленных породах встречаются редко, и их роль в ВТМ очень незначительна. Это объясняется тем, что процесс элювирования на таких двучленах уже в нуль-моменте начинался в литологически облегченном, уже обедненном илом верхнем песчаном наносе. Вынос ила из зоны элювирования при почвообразовании на таких двучленных



породах был очень невелик, по трещинам шла в основном партлювация песка и пыли и собственно ВТМ в подстилающем тяжелом наносе представлена, как правило, песчано-пылеватыми скелетанами.

В дерново-подзолистых почвах, развитых на лёссовидных пылеватых средних и тяжелых покровных суглинках, предположительно однородных, одночленных до начала почвообразования, ВТМ в трещинах гор. Вт имеет резко отличный характер. Уже начиная с глубины 60–90 см (зона В1А2–В1) в составе ВТМ наряду со скелетанами встречаются суглинистые и глинистые кутаны. С глубиной их роль в составе ВТМ увеличивается и в средних и нижних гор. (В2tg, В3tg, ВС) глинистые кутаны решительно преобладают в трещинных морфонах, свидетельствуя о глубоком передвижении ила из элювиальной толщи профиля вглубь по трещинной сети.

В настоящей работе мы не ставим своей целью изучение генезиса и возраста самих трещин, так как пока не имеем для этого удовлетворительной методики. Трещинная сеть и приуроченные к ней морфоны (вертоны) в данной работе исследуются только как суммарный итог процессов преобразования покровного суглинка со времени его экспонирования на дневной поверхности до настоящего времени; последовательность процессов образования самих трещин во времени нами сейчас не рассматривается.

МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ ТРЕЩИННОЙ СЕТИ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ НА ПОКРОВНЫХ СУГЛИНКАХ

Количественные исследования трещинной сети были проведены на двух глубоких разрезах дерново-подзолистых почв, расположенных в центральной части Клинско-Дмитровской гряды.

Дерново-палеоподзолистая почва (разр. 2-71) расположена в вершинной, хорошо дренированной части конечноморенного холма, покрытого 2,0–2,5-метровой толщиной покровного суглинка, сплошь охваченного почвообразованием; почва развита под березово-еловым лесом с травянистым напочвенным покровом. Детальное морфолого-генетическое исследование этого разреза опубликовано в материалах к X Международному конгрессу почвоведов в Москве (Таргульян и др., 1974а, б).

Менее дренированная дерново-подзолистая поверхностно-глееватая почва (разр. 3-71) расположена на слабо дренированной выположенной поверхности моренного холма вблизи разр. 2-71. Она развита в толще аналогичного покровного суглинка под трехлетней вырубкой на месте елового леса.

Строение профиля почвы кратко таково: А1А2 – 0,5 см, А2₁ – 5–15 см, А2₂^h (второй гумусовый) – 15–25 см, А2₂ – 25–27 см, А2В1 – 27–42 см, В1 – 42–70 см, В2₁t – 70–105 см, В2₂tg – 105–135 см, В3₁tg – 135–178 см, В3₂g – 178–270 см, IIВ3₃D – 270–335 см, IIID – 335 см и глубже.

В обоих разрезах с глубины 30–80 и до 300–350 см хорошо развита полигональная трещинная сеть, вертикально прорезающая гор. А2В1–В1t–В2tg–В3tg и оканчивающаяся в горизонтах подстилающей морены (IIID).

Методика изучения трещинной сети в поле заключалась в следующем: на вертикальных стенках разрезов в каждом генетическом горизонте по сечениям, параллельным поверхности почвы (учетные сечения профиля проводились по горизонтали на глубинах 40, 60, 70, 100 см и т.д.), подсчитывалось количество трещин и измерялась ширина каждой трещины (трещины

шириной < 1 мм не подсчитывались и не изучались ввиду трудности их массовой визуальной идентификации). Затем в каждом срезе трещин шириной > 1 мм подсчитывалось число и определялся тип внутритрещинных кутан, составляющих ВТМ. В разр. 2-71 все измерения велись на стенке длиной 10 м и глубиной 3 м; в разр. 3-71 длина стенки 4,5 м, глубина 3,2 м.

Помимо этого, трещины изучались на горизонтальных срезах почвенной толщи. Такие срезы делались в процессе рытья разреза по всему его сечению в каждом горизонте. На каждом горизонтальном срезе трещинная сеть картировалась в масштабе 1:10 и, кроме того, по двум параллельным линиям, пересекавшим каждый горизонтальный срез по длине разреза, дополнительно определялись количество и ширина трещин.

Под трещинами при полевом обследовании понимались вытянутые в вертикальном или близком к нему направлении морфологические элементы почвенного тела, имеющие и в горизонтальном и в вертикальном сечении ленто- или клинообразную форму и значительное простираие вглубь стенки. Во всех случаях преобладали трещины, заполненные твердым материалом, поэтому выявление трещин основывалось главным образом на степени контрастности (цвет, кутанное строение, механический состав и т. д.) внутритрещинной (ВТМ) и окружающей межтрещинной (МТМ) массы. Изучались только вертикальные магистральные (пересекающие весь профиль) или межгоризонтальные трещины шире 1 мм. Тонкие (< 1 мм) в основном межпедные горизонтальные и вертикальные трещины в подсчет не включались.

Полученные данные обрабатывались статистически, в результате чего были получены следующие характеристики по фиксированным глубинам почвенного профиля: количество трещин в каждом горизонте (на стенке разреза и в горизонтальных срезах), средняя ширина трещин, классы ширины трещин, встречаемость каждого типа кутан по классам ширины трещин и во всех трещинах в целом, распределение разных типов кутан по профилю и ряд других характеристик.

Трещинная сеть в толще дерново-подзолистых суглинистых почв имеет различно трансформированный полигональный характер (рис. 2). В целом наблюдается тенденция к укрупнению и упрощению формы образованных трещинами полигонов от гор. А2В1 вниз по профилю. Четче всего полигональность выражена в толще от 60–100 до 150–200 см, т. е. в зоне гор. В1–В2tg. Выше в зоне А2–В1А2 трещины или стираются педотурбациями или разрабатываются элювиальными процессами в широкие клиновидные (в вертикальном срезе) полости, заполненные осветленной ВТМ. Глубже 200 см полигональность трещинной сети сильно упрощается или постепенно сменяется субпараллельным рисунком редких трещин.

*Общее количество трещин*¹. Распределение общего количества трещин

¹ Общее количество трещин и их суммарная ширина подсчитывались сначала на погонную длину стенок или горизонтальных срезов. Затем для получения сравнительных характеристик в разных разрезах и горизонтах все морфометрические данные по трещинам приводились к единой длине сечения почвенной толщи: к 1 м и к 10 м длины вертикального или горизонтальных сечений. На рис. 3 общее количество трещин по профилю (А, Б) и количество трещин по группам классов ширины (В) не вполне совпадают, так как при общем подсчете трещин использовались данные, полученные на вертикальных стенках разрезов и на их горизонтальных срезах, а при подсчете по классам ширины — только данные по вертикальным стенкам разрезов.

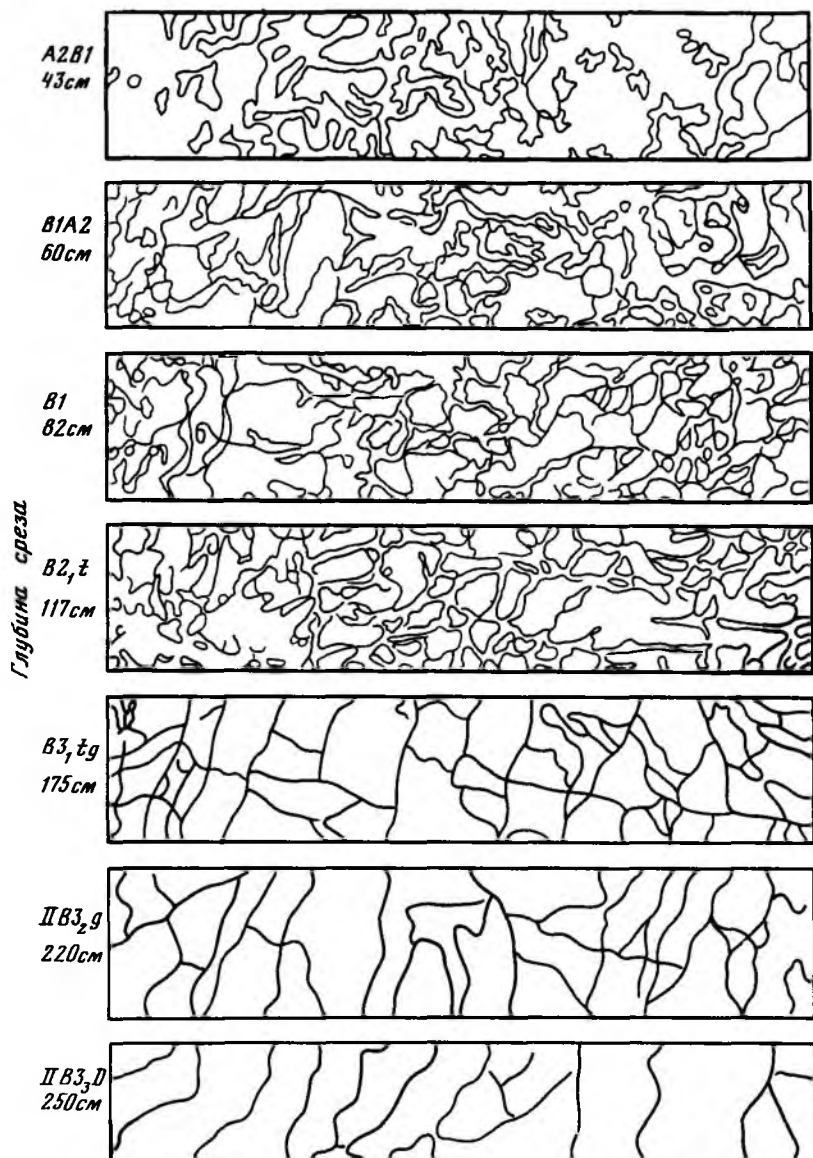


Рис. 2. Изменение характера трещинной сети по профилю на горизонтальных срезах (разр. 2-71)

по глубине сходно в обоих разрезах (рис. 3). В верхней части профиля до глубины 20–40 см (гор. A1 и A2) вертикальные трещины отсутствуют или единичны. Здесь обильны узкие (< 1 мм) межпедные трещины-поры между педями-комочками (в A1) и плитками (в A2), которые в этой работе не рассматриваются. Интересно заметить, что многочисленными прямыми наблюдениями именно в этих горизонтах установлено наиболее интенсив-

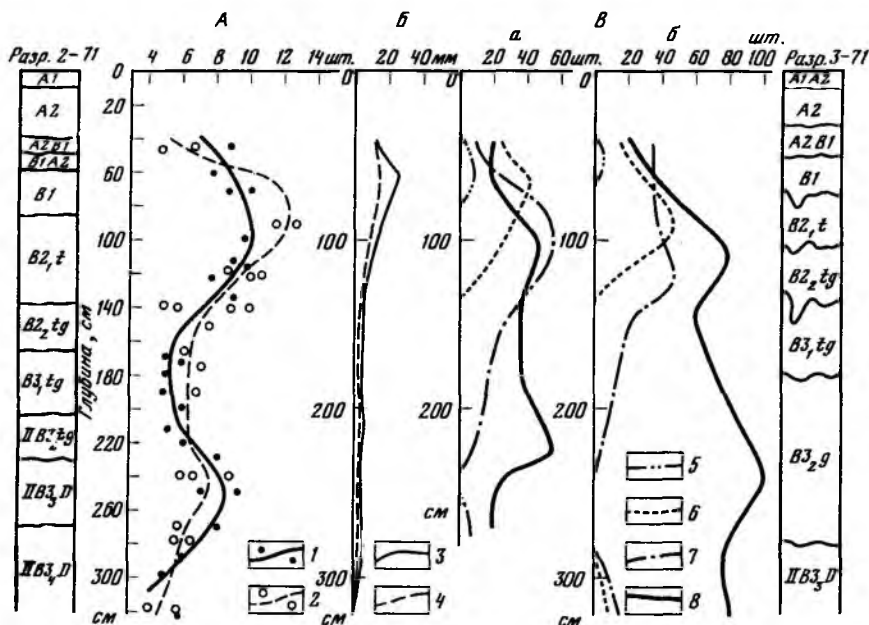


Рис. 3. Общая морфометрия трещинной сети в дерново-подзолистых почвах

А – распределение по профилю общего количества трещин (в шт. на 1 м длины стенки разреза): 1 – разр. 2-71, 2 – разр. 3-71; Б – средняя ширина трещин (в мм): 3 – разр. 2-71, 4 – разр. 3-71; В – распределение по профилю трещин по группам классов ширины (в шт. на 10 м длины стенки разреза); а – разр. 2-71, б – разр. 3-71, 5 – > 50 мм, 6 – 16–50 мм, 7 – 6–15 мм; 8 – 1–5 мм

ное современное трещинообразование при промерзании и высыхании почвенной толщи. Однако и современные, собственно почвенные, и древние "породные" трещины здесь интенсивно разрушаются и разрушались в прошлом совместным действием процессов переорганизации, элювирования и гумусообразования. К таким процессам прежде всего следует отнести разнообразные педотурбации (фито-, зоо-, крло-), которые "стирают" вертикальные структуры в почвенной массе. Регулярно-сезонное переувлажнение и поверхностное оглеение, элювирование глины и гидроокислов железа, пептизация и дезагрегация мелкозема также способствуют такому "стиранию" трещинных морфонов в зоне гор. А1 и А2. Мелкозем этих горизонтов плохо сохраняет вертикальные структуры большого размера (зашлывание при переувлажнении, легкая зоо- и криогенная переорганизация массы в отсутствие "бронирующих" стенки трещин глины и соединений железа). Огромную роль в нарушении и разрушении трещинной сети в верхних 50 см и более играют ветровальные фитотурбации в лесных экосистемах (Дмитриев и др., 1979). Единично наблюдаемые в этой зоне профиля (А1 + А2) трещины – тонкие, прокрашенные по стенкам гумусом, без глинистых и железистых кутан – имеют, видимо, очень молодой возраст и быстро стираются.

Максимальное общее количество трещин встречается в нижележащей зоне профиля в наиболее сложно организованных и оструктуренных

гор. В1А2–В1–В2₁ т, на глубине 60–130 см. В этой зоне современные и древние трещины не столько стираются, сколько "разрабатываются" элювиально-иллювиальными процессами: в гор. В1А2 и В1 расширяются за счет элювирования и обрушения стенок трещин, в гор. В2₁ т "бронируются" отложением глинистых кутан на стенках. Современные трещины здесь образуются, видимо, слабее и реже, чем в зоне А1–А2, но лучше сохраняются из-за ослабления процессов фито-, зоо-, криопедотурбаций.

Глубже, в зоне гор. В2₂ тг и В3тг (160–210 см), количество трещин снижается, видимо, в связи с общим ослаблением процессов древнего и современного трещинообразования с глубиной. В зоне контакта покровного суглинка с подстилающей моренной толщей количество трещин снова увеличивается, возможно, вследствие интенсификации трещинообразования в зоне литологического и гидрологического контакта.

Минимальное общее количество трещин обнаружено в самых глубоких горизонтах профиля, в подстилающих породах (ПВЗД, ППД – 250–350 см, смесь опесчаненной морены с покровным суглинком и сама морена), где трещинообразование ослаблено и из-за опесчаненности подстилающих пород.

Ширина трещин. Замеренная в двух разрезах ширина трещин имела нижний предел в 1 мм (более узкие трещины не подсчитывались); максимальные значения ширины трещин составляли 50–100 мм, изредка встречались и более широкие трещины. Среднеарифметическая ширина трещин закономерно уменьшается с глубиной от 18–24 до 1–2 мм (см. рис. 3, Б) и характеризует в первом приближении пропускную способность и емкость трещинной сети профиля. Однако средняя ширина трещин – слишком обобщенная величина для суждения о возможности миграции различных веществ по трещинной сети, поэтому все замеренные трещины шириной от 1 до 50 мм были разбиты на классы ширины. Эта операция была проделана в соответствии с формулами, принятыми в статистике (Дмитриев, 1972), с нахождением числа классов K и величины классового интервала C . Были выделены классы трещин по ширине ($C=5$ мм): 1–5 мм, 6–10, 11–15, 16–20, 21–25, 26–30, 31–35, 36–40, 41–45, 46–50 и > 50 мм. Для трещин шире 50 мм классовый интервал не рассчитывался ввиду их малой встречаемости. Общее распределение количества трещин по классам ширины в почвенном профиле представлено в табл. 1 и на рис. 3, В.

Анализ профильного распределения количества трещин каждого класса ширины показал, что у некоторых классов трещин распределение по профилю весьма сходно. Близкие по распределению классы ширины трещин были объединены в четыре группы 1–5, 6–15, 16–50, > 50 мм. Рассмотрим распределение по профилю этих групп трещин (см. рис. 3, В).

Как уже было отмечено, в гор. А1 и А2 трещины шире 1 мм отсутствуют или единичны.

Наиболее широкие трещины (> 50 мм), называемые карманами или "языками", "клиньями", "воронками", встречаются только в гор. А2В1–В1 на глубине 40–60 см в количестве до 10 штук на 10 м длины разреза. Глубже они сужаются в соответствии с морфологической картиной сужения "клиньев" и "языков" в стенке разреза и учитываются в группе более узких трещин. Группа трещин 16–50 мм в гор. А2В1–В1 встречается совместно с трещинами > 50 мм и представляет другой морфотип трещин, с

более вертикальными и очерченными стенками. Глубже, в гор. В1–В2, т 130 см), в эту группу входят как самостоятельные трещины, так и суженные продолжения "клиньев". Максимум числа трещин шириной 16–50 мм располагается непосредственно под максимумом трещин > 50 мм и тяготеет к зоне гор. В1А2–В1–В2, т. Две группы узких трещин (6–15 и 1–5 мм) охватывают своей сетью практически всю толщу профиля от А2В1 до IIIД включительно.

В гор. А2В1–В1 с наиболее разветвленной и густой трещинной сетью узкие трещины сосуществуют с двумя вышеуказанными группами широких трещин (> 50 и 16–50 мм) в сопоставимом или меньшем количестве. Однако уже на глубине 80–140 см в гор. В2, т и В2, тg узкие трещины начинают преобладать по количеству над широкими, а еще глубже (от 140 до 280 см и ниже, зона горизонтов В2–IV3D) трещинная сеть представлена, по существу, только узкими трещинами. При этом распределение двух групп узких трещин различается: группа шириной 6–15 мм имеет максимум в гор. В2, т (100–140 см) с постепенным снижением количества вверх и вниз по профилю, группа 1–5 мм имеет два максимума – в гор. В2, т и в зоне перехода покровного суглинка в морену (В3–IV3D).

Поскольку количество узких трещин в обоих профилях преобладает, именно их распределение определяет двухвершинное распределение общего количества трещин в изученных почвах (см. рис. 3).

В целом приведенные данные подтверждают и количественно характеризуют следующие качественные закономерности: а) широкие трещины сужаются с глубиной и их количество по профилю уменьшается; б) чем шире трещины, тем на меньшую глубину они проникают; в) количество самых узких трещин (1–5 мм) возрастает сверху вниз по профилю; г) в толще гор. А2В1–В1–В2, т (на глубинах от 40 до 100–120 см) трещинная сеть наиболее густа и разнообразна по ширине, т. е. в этих горизонтах сочетаются и сосуществуют трещины всех классов ширины, причем количество широких трещин сопоставимо с количеством узких трещин; д) начиная с глубины около 120 см (гор. В2, т) трещинная сеть представлена только узкими трещинами (1–5 и 6–15 мм). Конечно, в таком распределении существенную роль играют обычное сужение трещин с глубиной и переход одной и той же трещины из более широкого класса в более узкий. Однако существование на одних и тех же глубинах трещин разных классов ширины заставляет полагать, что кроме обычного эффекта сужения с глубиной, в изученных разрезах дерново-подзолистых почв обнаруживаются трещины разных генераций и по возрасту и по генезису.

Широкие трещины (> 50 и 50–16 мм) в верхней части трещиноватой толщи, вероятно, являются частично унаследованными от позднплейстоценовых-раннеголоценовых процессов криогенеза и от процессов усыхания и усадки покровных суглинков после деградации мерзлоты. Частично они могли образовываться и в течение всего периода голоценового почвообразования, особенно на его более холодных и более сухих этапах и в экстремальные по промерзанию и сухости годы. В процессе элювиального голоценового почвообразования эти трещины всегда служили мощными каналами внутрипочвенного стока и миграции веществ и в верхней части профиля разрабатывались различными элювиальными процессами. Разъедание и раздвигание стенок этих трещин (т. е. расширение) в зоне гор. А2В1–В1

Т а б л и ц а 1

Распределение количества трещин* по классам их ширины

Глубина учетно- го сечения, см	Классы толщины трещин, мм										
	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-35	36-40	41-45	46-50	>50
	Разрез 2-71										
46	14	6	2	8		9		1	2	3	2
60	15	12	6	7	8	7	8	4	1	3	7
70	39	13	14	18	3	7	1	4		2	1
100	42	36	18	15	2	4		1			
150	29	12	3								
170	40	4	1								
180	16	13	4								
220	47	6	3								
230	7										
240	22										
270	13	5	1		2						
	Разрез 3-71										
45	11	7	7	3	3	1		1		1	1
92	28	14	3	9	3	3	1	4			
120	33	13	6	4	1			1			
140	25	7									
245	40	2	1								
280	30										
320	32	15		1							

*Количество трещин приведено в штуках на реально измеренную длину стенки разрезов, т.е. не приведено к единой длине стенки.

(40–80 см) отчетливо видны во многих разрезах суглинистых дерново-подзолистых почв Русской равнины.

Трещины шириной 6–15 мм в наибольшей степени связаны с процессами образования самых крупных педов дерново-подзолистых почв — призматических и столбчатых сложных педов. Судя по приуроченности максимума этих трещин к зоне гор. В1А2–В1–В2₁ t (60–140 см), они в большей степени педогенны и в меньшей — унаследованы от предпочтенных периодов преобразования материнской породы, чем более широкие трещины.

Трещины шириной 1–5 мм в зоне верхнего максимума (В1А2–В1–В2₁ t) тоже, вероятно, преимущественно педогенны, а в зоне нижнего максимума на контакте с мореной, может быть, частично связаны с литологическим контактом пород.

Разумеется, подобные заключения весьма предположительны; вероятно, более подробное морфолого-статистическое исследование трещинной сети в будущем может выяснит многое в генезисе и последовательности образования трещин и трещинных морфонов.

Суммарная ширина трещинной сети. Количество трещин по классам ширины дает представление о густоте трещинной сети, но не совсем точно характеризует пропускную способность и вместимость, или емкость, трещинной сети. Для оценки этих характеристик мы определяли суммарную ширину всех трещин по профилю и суммарную ширину трещин каждого класса или группы классов. Величина суммарной ширины трещин в целом и каждого класса определялась как сумма ширины всех индивидуально замеренных трещин в мм на каждом срезе почвенной толщи и приводилась затем к единой длине среза (10 м стенки разреза).

На рис. 4 показано кумулятивное распределение суммарной ширины трещин по обобщенным классам (1–5, 6–15, 16–50, > 50 мм); суммарная ширина трещин каждого последующего класса прибавлялась к суммарной ширине трещин предыдущего класса. Это позволило анализировать распределение и суммарной ширины каждого класса трещин (оценить долю) и общей суммарной ширины всех трещин в профиле.

Полученные данные показывают, что суммарная ширина трещин в профиле контролируется не столько их количеством, сколько шириной. Наибольшая суммарная ширина трещинной сети характерна для зоны гор. А2В1–В2₁ t (40–140 см), для которой выше было показано наибольшее количество и наибольшее разнообразие групп трещин по ширине. Основной вклад в суммарную ширину трещин в этой зоне профиля вносят трещины шириной 16–50 и 6–15 мм, роль остальных групп незначительна. Глубже 140 см суммарная ширина трещин резко снижается, несмотря на увеличение количества тонких (1–5 мм) трещин. Вся суммарная ширина трещин на глубине от 140 до 300 см, т. е. в зоне В2₂ tg–IIВ3₃ D, обеспечивается только узкими трещинами (6–15 и 1–5 мм). Доля самых узких трещин (1–5 мм) довольно стабильна по всему профилю, т. е. система этих трещин примерно с одинаковой пропускной и вмещающей способностью охватывает всю толщу почвы от гор. А2В1 и до гор. III D.

”Емкость” трещин. Суммарная ширина трещин лишь очень приблизительно характеризует емкость трещинной сети почв, поскольку не учитывает протяженность трещин по горизонтали и вертикали. Зная среднюю ширину трещин и их длину по горизонтали на каждом срезе (измерена курви-

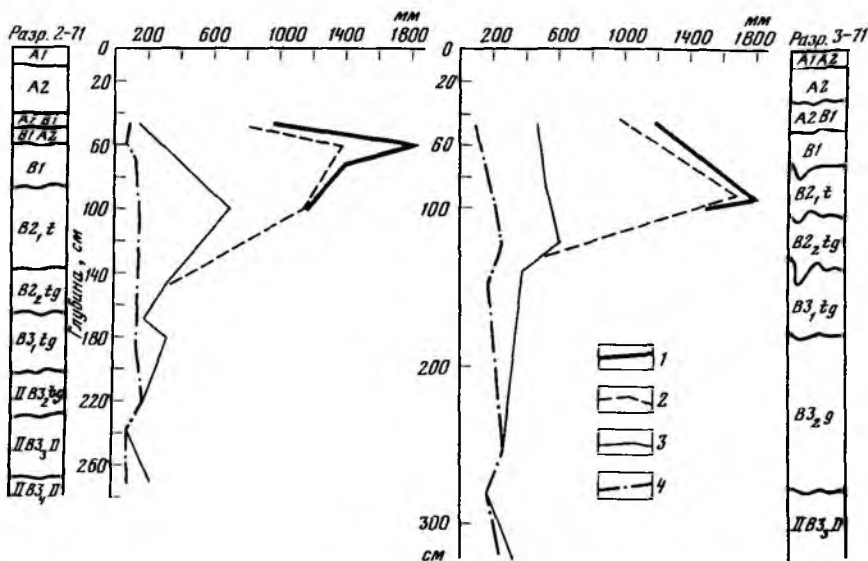


Рис. 4. Кумулятивное распределение по профилю суммарной ширины трещин по группам классов ширины (в мм на 10 м длины стенки разреза)

1 — > 50 мм; 2 — 16–50 мм; 3 — 6–15 мм; 4 — 1–5 мм

метром по картам срезов и частично представлена на рис. 2) и предположив, что трещины имеют вертикальную длину и высоту, равную как минимум мощности горизонта, в котором сделаны срезы (на самом деле больше, так как не учтены вертикальные извилины трещин), мы подсчитали суммарный их объем (рис. 5). Как и следовало ожидать, наибольший объем трещинной сети характерен для зоны гор. А2В1–В1–В2₁t (40–140 см). В этой зоне профиля (разр. 2-71) объем трещин составляет 25–30% от общего объема горизонта в расчете на призму сечением 1 м² и обеспечивается в основном трещинами шириной более 16 мм. В зоне гор. В2₂tg–IIВ3₄D (140–300 см) суммарная емкость трещин резко падает и составляет 3–5% от общего объема горизонтов в такой же расчетной призме.

Резкий перелом кривой объема трещин хорошо совпадает с исчезновением на этой глубине двух групп широких трещин (> 50 и 16–50 мм) и уменьшением числа трещин шириной 6–15 мм. Стабильная емкость трещин — около 2–3% от объема почвы в целом в толще 160–300 см на призму сечением 1 м² — обеспечивается преимущественно узкими трещинами — шириной 1–5 мм.

Итак, в результате первой фазы морфометрического исследования мы располагаем количественной информацией о вертикальной трещинной сети дерново-подзолистых почв на покровных суглинках. Близкие значения приведенных характеристик трещин в двух изученных разрезах и общее качественное сходство трещинной сети в большом числе разрезов подобных почв на покровных средних и тяжелых суглинках позволяют считать эти характеристики представительными для южнотаежных дерново (палево-, глеевато-) подзолистых почв на породах аналогичного состава и генезиса.

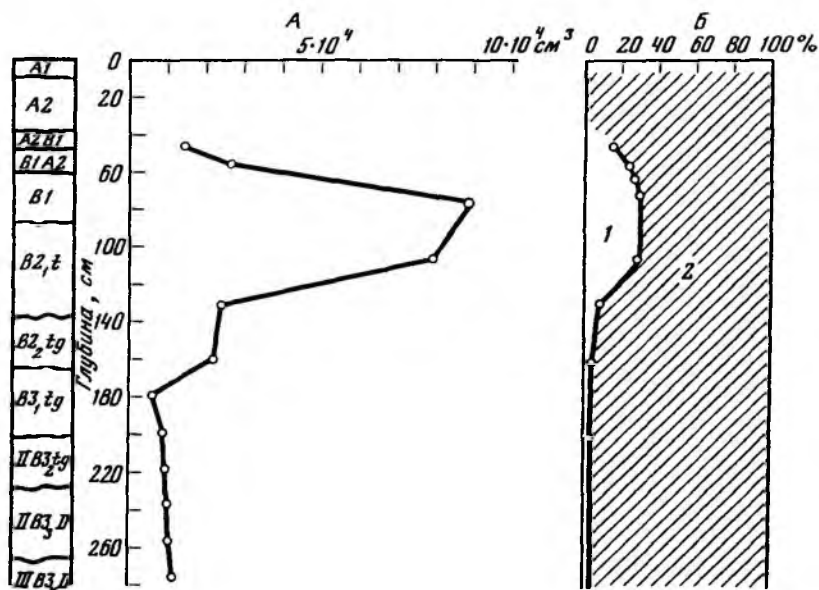


Рис. 5. Суммарный объем (емкость) трещинной сети в разр. 2-71

А — емкость (объем) трещин (в см^3) в призме почвы сечением 1 м^2 ; Б — доля объема трещин (1; в %) к объему почвенной толщи (2) в призме сечением 1 м^2

Основные результаты количественной морфометрии трещинной сети могут быть резюмированы следующим образом.

Трещинная сеть подобных почв начинается в основном в нижней части гор. А2 или под ним, пронизывает всю толщу покровных суглинков (2–2,5 м) и частично захватывает подстилающие породы (опесчаненные моренные суглинки) до глубины 3 м и более.

Сверху вниз по профилю уменьшаются количество трещин, средняя и суммарная ширина трещин, их разнообразие по классам ширины за счет уменьшения числа более широких трещин. В результате таких изменений вниз по профилю снижается объем, или суммарная емкость, трещинной сети по отношению к мигрирующему по трещинам и отлагающемуся в них веществу растворов и суспензий.

Хотя механизмы и время образования трещинной сети в лёссовидных пылевато-суглинистых породах (покровных суглинках) во многом еще не ясны, можно все же считать, что эта сеть является эпигенетической по отношению к материнским породам. Это подтверждается хотя бы тем, что подобная трещинная сеть в подзолистых почвах обычно наложена на крупнопolygonальную сеть мерзлотных клиньев и их мелкоземистого заполнения, т. е. образовалась после деградации ледяных жил и заполнения мерзлотных клиньев мелкоземом в разных по генезису покровных рыхлых толщах Русской равнины и на явных двучленах (пески на суглинках), и на предположительно однородных толщах.

В качестве рабочей гипотезы мы принимаем, что изучаемые трещины в "моменты" своего образования были пустыми "емкостями" внутри породы или почвы и постепенно заполнялись твердым веществом различной

дисперсности на протяжении всего периода эпигенетического преобразования покровного сутлинка.

Вертикальные морфоны (вертоны), возникшие в процессе гипергенеза и почвообразования вдоль трещинной сети, включают вещество внутритрещинной массы (ВТМ), заполнившей трещинные емкости, а также вещество межтрещинной массы горизонтов (МТМ), прилегающее к стенкам трещин и изменившее свою морфологию — притрещинные зоны МТМ. Ниже в тексте рассматривается только ВТМ, притрещинная зона МТМ в данном исследовании не изучалась.

ВТМ трещинных вертонов в изученных и подобных им дерново-подзолистых почвах, по нашему мнению, является в основном результатом вертикального перемещения разных фракций мелкозема сверху вниз по профилю и в меньшей степени — результатом дифференциации вещества на месте по горизонтали (путем сортировки, вымораживания, набухания — высыхания и т. д.). Вертикальное перемещение вещества в трещинах является разновозрастным и сложным многостадийным процессом, в котором различаются признаки нескольких элементарных процессов: партлювации песка, пыли и ила (собственно лессиважа), хемогенной миграции растворов гумуса, железа и марганца, глинисто-гумусовых зелей, медленного сползания вязких густых суспензий (внутрипочвенный трещинный крип) и наконец простого гравитационного засыпания мелкозема в трещины.

При наличии нисходящего тока гравитационной воды и при условии, что трещины после своего образования были пустыми и постепенно заполнялись материалом, морфология трещин (ширина, глубина) "разрешает" передвижение в почве до глубины 2—3 м любых фракций мелкозема (от песка до ила), а также растворенных и коллоидных соединений. Изменение ширины и объема трещин с глубиной контролирует общее количество переносимого и отлагаемого в них материала; от ширины и извилистости трещин зависит скорость несущего потока и соответственно состав, строение и вся морфология ВТМ; глубина залегания трещин в профиле определяет последовательность отложения материала в трещинах.

В целом изменчивость числа, ширины, емкости, формы, длины трещин определяет вертикальную изменчивость ВТМ в трещинных морфонах, во многом не совпадающую с изменчивостью МТМ горизонтов в профиле и содержащую важную процессно-генетическую информацию, не записанную в МТМ.

МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ ВНУТРИТРЕЩИННОЙ МАССЫ (ВТМ) В ТРЕЩИННЫХ МОРФОНАХ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

В преобладающей части трещин ВТМ имеет кутанное строение, резко отличное от строения МТМ. Для строения ВТМ трещинных морфонов (вертонов) характерна субвертикальная ориентировка вещества кутан вдоль стенок трещин; кутаны различаются цветом, плотностью, составом, размером слагающих частиц. Общей чертой кутанного строения ВТМ является отсутствие трехмерной педной организации вещества. Лишь в верхних наиболее широких частях трещин (в зоне гор. А2В1—В1) ВТМ имеет, кроме кутанного, также педное или неагрегированное строение.

Основным методом морфометрического изучения ВТМ был метод описания поперечных срезов всех трещин на горизонтальных площадках или

на вертикальной стенке разреза. На срезах трещин изучались морфология, состав и характер переслаивания кутан ВТМ. В большинстве трещин обнаружена сложная ВТМ, содержащая от 2 до 10 субвертикальных слоев различных кутан. В поперечном срезе трещинных морфонов кутаны образуют многообразные прослои, которые могут быть симметричными, повторяющимися от центра трещин к обеим стенкам, или асимметричными.

Для выполнения задач настоящей работы в полевых условиях была проведена макро- и мезоморфологическая классификация всех типов ВТМ, встреченных в изученных разрезах. Многообразие внутритрещинных кутан и вообще ВТМ в дерново-подзолистых почвах велико и заслуживает специального мезо-, микро- и субмикроморфологического исследования. Приводимый ниже список основных морфотипов ВТМ не является исчерпывающим и безусловно может быть дополнен и уточнен. На данном этапе в список включены 12 морфотипов, среди которых выделяются вполне однородные (при увеличении бинокуляра 10–15) индивидуальные кутаны, некутаные ВТМ, мелкопятнистые и тонкослоистые типы ВТМ (которые не различались при полевом бинокулярном изучении).

1. Осветленная скелетана — кутана, состоящая из бело-серых (10 YR 7/2, 7/3, 7/1) песчаных, реже супесчаных зерен первичных минералов, в основном кварца и полевых шпатов, лишенных красящих пленок, имеющих блестящую поверхность; рыхлая, непрочна скрепленная со стенками трещин и с соседними слоями кутан, бесструктурная.

2. Осветленная песчаная масса с включением бурых педов, по морфологии и составу аналогична предыдущей скелетане, но не ориентирована вдоль стенки трещин; бурые педы "плавают" в этой массе и имеют "размытую" поверхность, постепенно переходящую в осветленную массу.

3. Палевая (10 YR 7/4, 6/3–5/3) супесчаная и (или) тонкопылевая кутана (силтана); состоит из пылеватых частиц с малым содержанием ила, плотная, прочно скрепленная со стенками трещин, на поверхности песчано-пылеватых частиц кутаны — палевые красящие пленки.

4. Сизовато-зеленоватая (2,5 Y 7/2) оглеенная супесчаная или тонкопылевая кутана (глей-силтана), по составу аналогична предыдущей, но с более плотной упаковкой пылеватых частиц и без красящих пленок на поверхности зерен.

5. Бежево-коричневая суглинистая кутана (10YR5/3), отличается от предыдущих кутан большим содержанием тонкой пыли и ила и более плотной упаковкой минеральных зерен, прокрашена гидроокислами железа и возможно гумусом.

6. Сизовато-зеленоватая (5GY5/1, 5Y6/2, 5Y5/2) оглеенная суглинистая кутана с большим содержанием ила, чем в 4-м морфотипе.

7. Темно-коричневая глинистая кутана (аржилана или гумус-аржилана), наиболее обогащена тонкодисперсным глинистым веществом и гумусом, пластичная, при высыхании твердеет и образует скорлупки на поверхности трещин, с глянцевым блеском (5YR4/2; 3/2; 7,5YR5/4 — 4/4).

8. То же, черно-коричневая (10YR3/2 — 3/3) гумусо-глинистая кутана с большим содержанием гумуса, чем в 7-м морфотипе.

9. Черно-красная (2,5YR3/2; 5YR5/6, 3/4) хемогенная кутана, рыхлая, чешуйчатая, состоящая в основном не из силикатных частиц, а из гидро-

окислов Fe и Mn, в отличие от глинистых кутан имеет матовую пятнистую поверхность (ферри-мангана).

10. Желто-красная (7,5YR5/8) хемогенная кутана, яркая, рыхлая, чешуйчатая, состоящая в основном из гидроокислов железа и, возможно, гумуса, микростроение аналогично 9-му морфотипу.

Ряд морфотипов ВТМ представляет собой очень тонкое переслаивание выделенных выше индивидуальных кутан. Подсчет и препарирование индивидуальных типов кутан в таком переслое технически невозможны, поэтому подобные переслои выделялись наравне с индивидуальными типами кутан.

11. Серо-коричневая или коричнево-бежевая мелкопятнистая ВТМ; представляет собой очень тонкий и беспорядочный на всех срезах, "турбулентный", переслой осветленной скелетаны, бежево-коричневой суглинистой и темно-коричневой глинистой кутан; в верхней 100-сантиметровой части толщи в этом переслое преобладает осветленный песчано-пылеватый материал, глубже увеличивается содержание суглинистого и глинистого вещества.

12. Тонкий переслой сизовато-зеленоватой оглеенной суглинистой и темно-коричневой глинистой кутан.

Номер морфотипа ВТМ в приведенном списке использовался как кодовый символ при учете кутан в трещинах. Залегание кутан внутри трещины записывалось в виде последовательного ряда номеров-символов морфотипов, указывающих порядок чередования кутан слева направо и их общее число в каждом поперечном срезе трещинного морфона (Таргульян, Вишневецкая, 1970). Толщина кутан не определялась из-за технических трудностей в полевых условиях. Определение набора и числа морфотипов ВТМ было проведено в каждой трещине шире 1 мм вдоль всех вертикальных стенок изучаемых разрезов по определенным глубинам (по учетным сечениям во всем профиле). В каждом горизонте изучалось как минимум одно учетное сечение стенки, в мощных горизонтах — два и более. Общая погонная длина стенок, глубина учетных сечений и другие условия измерений были такими же, как при характеристике морфометрии трещин.

После изучения всех трещин шире 1 мм на каждом учетном сечении стенки профиля подсчитывалось общее число кутан каждого морфотипа и общее число всех морфотипов, встреченных во всех трещинах на данной глубине; далее, встречаемость каждого морфотипа кутан определялась как процент числа зарегистрированных кутан данного морфотипа к общему числу кутан во всех трещинах на данной глубине.

В табл. 2 приведены данные по общему количеству трещин на основных учетных сечениях вдоль стенок разреза, суммарной ширине трещин и общему количеству кутан во всех трещинах на данной глубине и примеры наиболее сложного переслоя различных кутан в трещинах (с использованием кодовых их символов). Эти данные показывают высокую массовость приведенных подсчетов и наличие определенной "ритмичности" в расположении и переслаивании разных типов кутан. Подобная "ритмичность" встречается в большинстве изученных трещин и говорит об определенной закономерности и последовательности в заполнении трещин кутанами и об изменении этой последовательности вниз по профилю. По существу, можно говорить об ассоциациях или пачках кутан, характерных для разных

Таблица 2

Некоторые показатели морфометрии трещин и ВТМ разр. 2-71

Горизонт	Глубина учетного сечения, см	Общее кол-во трещин, шт.	Суммар- ная ши- рина всех трещин, мм	Суммарное кол-во ку- тан в тре- щинах, шт.	Примеры наиболее сложных переслоев кутан, номера соот- ветствуют списку кутан
A2B1	45	47	660	79	6, 7, 1, 7, 6 5, 12, 1, 12, 4
B1A2	60	78	1350	113	2, 11, 2, 11, 1 1, 3, 11, 13
B1	70	72	1400	285	5, 7, 1, 5, 7, 1, 7, 5, 7, 5
B2 ₁ t	100	98	1200	372	5, 11, 7, 4, 7, 4, 7, 3
B2 ₂ tg	150	44	250	191	5, 6, 7, 6, 5
B2 ₂ tg	170	45	146	134	6, 7, 4, 7, 4, 7, 6
B3 ₁ tg	180	48	277	105	12, 6, 7, 6, 12
B3 ₂ tg	220	56	162	144	6, 7, 6, 7, 6, 7, 6
IIIВЗ ₃ D	240	22	40	24	6, 9, 7
IIIВЗ ₄ D	270	21		42	10, 7, 10, 7, 10

типов трещин и разных глубин профиля. Изучение таких закономерных комбинаций кутан внутри трещин представляет собой очень кропотливую и трудоемкую задачу, которая в данной работе не выполнялась. Решение этой задачи обещает дать большую почвенно-генетическую информацию о последовательности этапов дифференциации вещества в профиле, стадийности миграции и (или) сортировки вещества на месте в трещинной сети, мезо- и микрозональности процессов в почвенном профиле и т. д.

В настоящей работе мы вынуждены ограничиваться более простыми задачами: а) анализом встречаемости каждого типа кутан и их групп внутри трещинной сети почв и вертикального (профильного) распределения встречаемости кутан и б) оценкой "доли", или вклада, внутритрещинных морфонов и каждого морфотипа ВТМ и кутан в общую морфологию почвенной массы профиля дерново-подзолистых почв.

В первой задаче встречаемость типов кутан (в %) оценивается по отношению к трещинной сети как таковой: все кутаны всех трещин взяты за 100% и от них рассчитана встречаемость каждого типа. Во второй задаче встречаемость кутан оценена с учетом отношения суммарной ширины и объема трещин к общей длине изученных стенок и объему исследованного разр. 2-71, т. е. учтена реальная роль (ширина, объем) трещин и ВТМ в организации и морфологии всего почвенного тела.

Встречаемость и вертикальное распределение разных типов кутан в ВТМ трещинных морфонов. На рис. 6, А показана встречаемость разных типов кутан и ВТМ в трещинных морфонах двух исследованных разрезов. Каждый из 12 морфотипов, приведенных выше в списке, охарактеризован отдельной кривой. Для удобства анализа их распределения по профилю эти морфотипы можно сгруппировать в пять обобщенных типов трещинных морфонов (ВТМ): песчаные, супесчано-пылеватые, суглинистые, глинистые

и хемогенные, с подразделением второго и третьего типа на глеевые и неоглеевые.

Типы трещинных морфонов с преобладающим участием осветленного песчаного вещества (типы 1, 2, 11) характерны для верхних наиболее широких зон трещин (зона гор. А2В1–В1). Максимальная встречаемость этих кутан и сочетаний отмечается на глубине около 60 см, глубже 100 см эти типы кутан и ВТМ встречаются гораздо реже, но постоянно в виде отдельных тонких скелетан, включенных в сложный переслой с суглинисто-глинистыми кутанами (тип 11). Небольшая примесь осветленного песчаного материала в составе различных кутан обычно обнаруживается и глубже 2 м. В целом, в разных по глубине зонах трещин опесчаненный материал ВТМ и в виде индивидуальных скелетан и в составе переслоев явно осветлен, отмыт от красящих пленок гидроокислов железа, глины, гумуса.

Генезис этого компонента трещинных морфонов, видимо, различен. Это может быть элювиальное отбеливание и отмывание песчаного материала вмещающих горизонтов *in situ*. Такой процесс возможен в основном в верхних зонах трещин на глубине 40–60 см и захватывает материал на краях трещин, на границе ВТМ и МТМ. Кроме того, элювиальное отбеливание охватывает мелкие фрагменты бурой массы МТМ, попавшие внутрь трещины в результате засыпания, обваливания или раздвигания стенок трещин. В этих случаях хорошо видно, как крупноплитчатые и блочные бурые педы МТМ, попавшие в трещину, постепенно разрезаются и осветляются, постепенно превращаясь в овальные и бобовидные светло-бурые останцы с более темной нижней частью и диффузной белесо-палевой верхней частью. Далее эти останцы окончательно отбеливаются и сливаются с осветленной, нередко бесструктурной массой ВТМ. Основные процессы (ЭПП), обеспечивающие этот механизм генезиса осветленной ВТМ, — элювиальное оглеение, гумусово-кислотная агрессия, вынос красящей глины.

Не менее важным является другой механизм образования осветленных песчаных ВТМ и отдельных скелетан в трещинных морфонах, четко ориентированных вдоль стенок трещин, имеющих флюидальное строение переслаивающихся с другими типами кутан. Таким механизмом является вмыв (иллювирирование) по трещинам уже осветленного, элювирированного в зоне гор. А2 песчано-пылеватого материала. Этот механизм образует скелетаны и в верхних и в более глубоких зонах трещин (до 2 м) и является ярким проявлением процесса партлювации, т. е. суспензионной миграции любых фракций мелкозема.

Важно подчеркнуть тот факт, что осветленные скелетаны в трещинах глубже 60–80 см редко обнаруживаются прямо на стенках трещин, чаще всего они отделены от "коренной" МТМ одной или несколькими бурями суглинистыми или темно-коричневыми глинистыми кутанами. Этот факт затрудняет трактовку таких скелетан как образованных на месте (элювиально-глеевое и гумусо-кислотное отбеливание, вымораживание и отбеливание и др.) и позволяет допустить иллювирирование отбеленных песчаных суспензий из зоны общего элювирирования и осветления минеральной массы, т. е. из гор. А2, А2В1. Как уже отмечалось (Таргульян и др., 1974а), такое иллювирирование имеет особые следствия: зона вмыва и аккумуляции крупнодисперсных суспензий абсолютно обогащается фракциями песка и пыли, валовым SiO_2 и относительно обедняется илом и R_2O_3 .

Пылевато-супесчаный тип трещинных морфонов (в ВТМ преобладают силтаны типа 3 и 4) появляется в трещинах ниже зоны максимальной встречаемости песчаной ВТМ. В разр. 2-71 силтаны образуют максимум на глубине 90–150 см и исчезают на глубине 160–170 см, а в разр. 3-71 они в небольшом количестве прослеживаются по всему профилю глубже 50 см, встречаясь в сложных переслоях кутан и не образуя самостоятельных морфонов.

Вещество силтан обычно менее осветлено, чем скелетан (палевые тона в неоглеенных и сизовато-зеленоватые в оглеенных силтанах). В шлифах палевые силтаны состоят из минеральных зерен кварца, полевых шпатов (реже — слюд), достаточно плотно упакованных, имеющих на поверхности очень тонкие прерывистые желтые и светло-бурые анизотропные глинистые пленки. Между минеральными зернами присутствуют в небольшом количестве глинистая плазма буровато-желтого цвета, анизотропного волокнистого строения. В глеевых силтанах увеличивается плотность упаковки минеральных зерен, исчезают вокругскелетные палевые глинистые пленки, глинистая плазма концентрируется в редкие струйчатые оптически анизотропные обособления серовато-зеленоватого цвета. Часто в силтанах содержится примесь мелких гумусовых частиц. Внутреннее строение силтан нередко имеет черты вертикальной микрослоистости.

Встречаемость, глубина залегания в трещинах, состав и строение пылевато-супесчаных кутан, их встречаемость в сложнопереслоенных кутанных типах ВТМ позволяют считать, что они имеют в основном иллювиально-супензионный генезис (партлювация пылеватых фракций).

Как было показано в первой части работы, количество, ширина, емкость и дренирующая способность трещин резко сокращаются на глубине около 160 см, что создает благоприятные условия для возникновения переувлажнения и оглеения. Признаки оглеения обычно появляются в трещинах выше по профилю, чем в МТМ, так как именно в трещинах концентрируется большая часть внутрипочвенного стока влаги. Оглеенные кутаны отмечаются уже с глубины 80 см, причем оглеение развивается в ВТМ в основном по пылеватым и суглинистым кутанам и почти никогда по скелетанам и глинистым кутанам, что пока не имеет удовлетворительного объяснения.

Суглинистые кутаны (типы 5, 6) образуют переходную группу от пылеватых к глинистым по механическому составу и цвету. Их генезис не вполне ясен, в частности не ясно, являются ли они результатом совмест-

Рис. 6. Морфометрия внутритрещинной массы и кутан в трещинных морфонах

A — встречаемость морфотипов кутан (в %) в трещинной сети по профилю; *a* — разр. 2-71, *б* — разр. 3-71; *1* — осветленная скелетана; *2* — осветленная пасчаная масса с исключением бурых ледов; *3* — палевая супесчано-тонкопылеватая силтана; *4* — то же, сизовато-зеленоватая; *5* — бежево-коричневая суглинистая кутана; *6* — то же, сизовато-зеленоватая; *7* — темно-коричневая глинистая кутана; *8* — то же, черно-коричневая; *9* — черно-красная Fe-Mn-кутана; *10* — желто-красная в основном Fe-кутана; *11* — серо-коричневая или коричнево-бежевая мелкопятнистая ВТМ; *12* — переслой сизовато-зеленоватой суглинистой и темно-коричневой глинистой кутаны. *B* — значения суммарной ширины (доли) ВТМ в целом и пяти групп ВТМ, мм на стенку разреза длиной 10 м (разр. 2-71). *B* — доли объема ВТМ в целом и пяти групп ВТМ, % к общему объему призмы почвы сечением 1 м² и мощностью 270 см (разр. 2-71). Группы ВТМ, в скобках морфотипы кутан: *13* — песчаные ВТМ (*1, 2, 11*); *14* — пылеватые ВТМ (*3, 4*); *15* — суглинистые ВТМ (*5, 6*); *16* — глинистые ВТМ (*7, 12*); *17* — хемогенные ВТМ (*9, 10*)

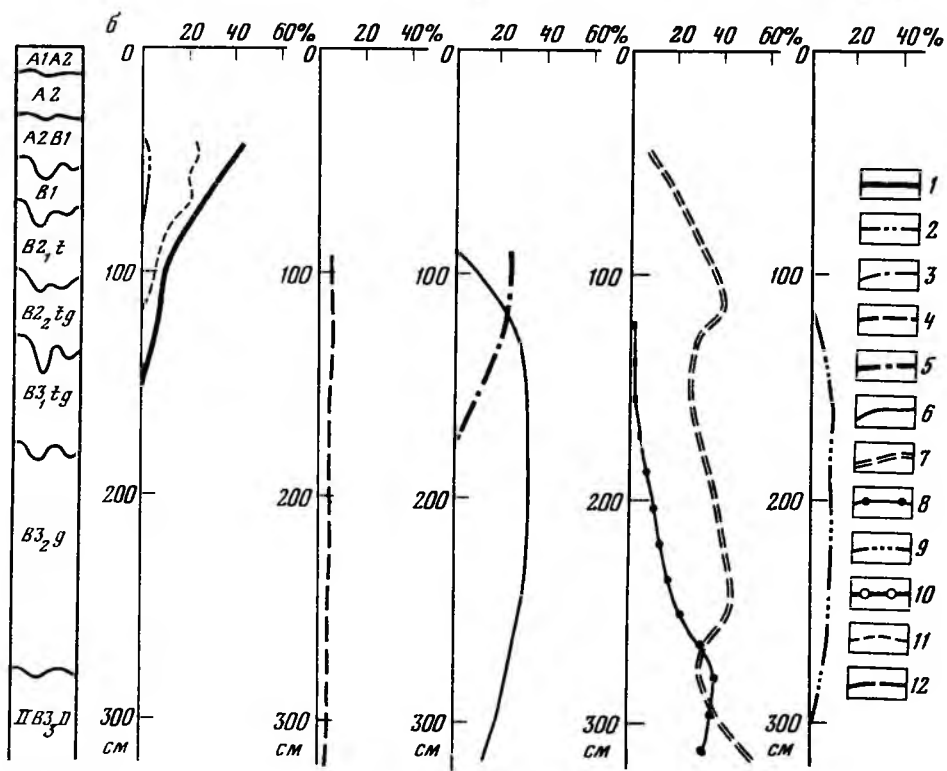
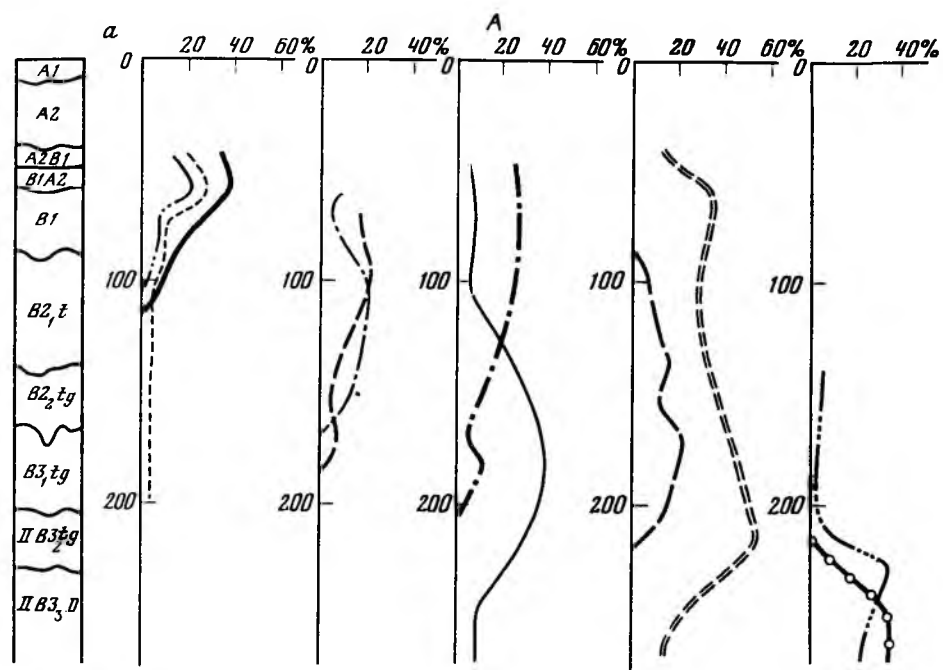


Рис. 6

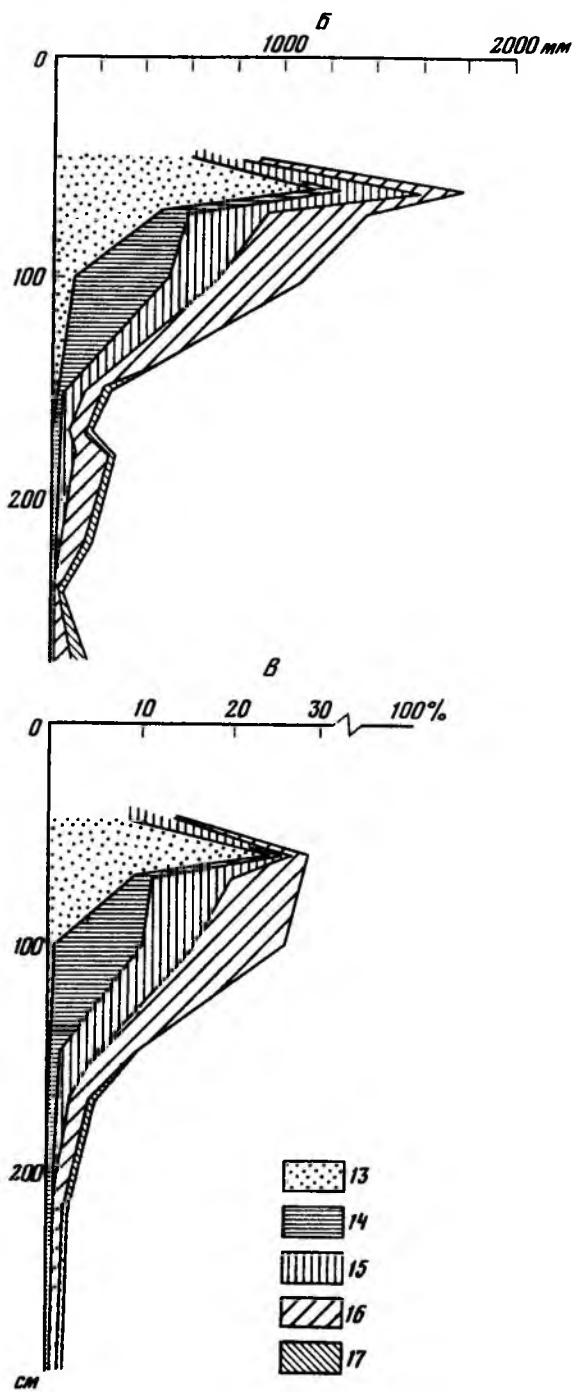


Рис. 6 (окончание)

ной и одновременной миграции пыли и ила (медленное течение вязких суспензий) или смесь, а возможно и тонким переслоем раздельно и разновременно мигрировавших суспензий пыли и ила, осевших в одних и тех же зонах трещин и (или) переработанных в этих зонах.

Суглинистые кутаны могут встречаться почти в любых зонах трещин — от самых верхних (разр. 2-71) до самых глубоких, обычно в сложных переслоях с другими кутанами, не образуя самостоятельных морфонов. Неоглеенные бежево-коричневые суглинистые кутаны чаще встречаются в верхних и средних зонах трещин (на глубинах от 40 до 120 см: в разр. 2-71 зона гор. A2B1—B2₁t₂ в разр. 3-71 — A2B1—B2₂tg); глубже их встречаемость уменьшается, но все же они прослеживаются почти до 200 см.

Оглеенные сизовато-зеленоватые суглинистые кутаны также могут быть встречены в верхних зонах трещин, но обычно их максимум приурочен к глубинам 140—250 см, т. е. к зоне снижения количества, ширины, емкости и дренирующей способности трещин, к зоне переувлажнения и оглеения.

В шлифах суглинистые кутаны имеют буровато-серый цвет, состоят из зерен скелета и светло-бурой глинисто-тонкопылевой анизотропной плазмы, заполняющей промежутки между минеральными зернами. Зерна скелета в оглеенных и неоглеенных кутанах сходны по размерам, но в последних имеются тонкие буроватые пленки на поверхности. Плазма оглеенных кутан более обесцвечена, серо-зеленоватая.

Тонкий переслой оглеенной суглинистой и неоглеенной темно-коричневой глинистой кутан (тип 12) встречается только в разр. 2-71, он характеризует, видимо, разновременный перенос суспензий в профиле и при более детальном исследовании, возможно, сможет служить ключом к генезису всей группы суглинистых кутан. Этот тип кутан обособляется на глубине от 100 до 250 см в разр. 2-71 и совпадает в целом по встречаемости с типом оглеенных суглинистых кутан.

Темно-коричневые глинистые кутаны (тип 7) в обоих разрезах имеют высокую встречаемость во всех зонах профиля. Это может означать высокую вероятность миграции и осаждения глинистых и гумусово-глинистых суспензий в любой макроне трещин (от зоны гор. A2B1 до BC и D). Однако генезис этого типа кутан и их микроне положение внутри трещинных морфонов могут быть очень различны. Они могут быть продуктами глубокой межгоризонтной миграции ила и гумуса (на расстояние в 100—200 см и более) и залегать в магистральных, пересекающих несколько горизонтов трещинах. Они же могут быть продуктом ближней или локальной внутригоризонтной миграции ила по системе узких трещин внутри горизонтов. В этом случае глинистые кутаны встречаются даже в верхних преимущественно песчано-пылеватых зонах трещинных морфонов, где они занимают определенные микроне: узкие извилистые, тупиковые микротрещины, из которых глина не может вымываться.

Таким образом, в верхних зонах трещин может образовываться внешне парадоксальная комбинация кутан: и песчаные, и пылеватые, и суглинистые, и глинистые кутаны. Однако этот парадокс можно объяснить, если учесть микроне разнокачественность миграции суспензий по трещинам разной ширины и формы — микроне миграционно-суспензионных процессов. Возможно и образование кутан, особенно глинистых,

на месте, однако с позиций такой гипотезы полученный материал серьезно не анализировался.

Статистическая обработка встречаемости разных типов кутан в разных классах трещин по ширине подтверждает морфологически наблюдаемую картину: чем тяжелее по механическому составу кутана, тем выше ее встречаемость в тонких трещинах. Эти данные не включены в настоящую статью, они будут опубликованы позже.

Черно-коричневые глинистые кутаны (тип 8) отличаются от темно-коричневых большей гумусированностью и более тяжелым и однородным механическим составом. Они встречаются только в разр. 3-71 в средних и нижних зонах трещин, что объясняется, видимо, наиболее глубокой внутрипрофильной миграцией гумуса и наиболее дисперсного ила, захватывающей не только толщу покровного суглинка, но и подстилающую породу. По-видимому, эти кутаны развиваются в более гидроморфных разностях суглинистых почв с текстурной дифференциацией и связаны с более интенсивной и глубокой миграцией гумуса в условиях повышенного увлажнения всей почвенной толщи.

В сумме встречаемость глинистых кутан (темно-коричневая и черная) является высокой по всему профилю, но особенно высокой (до 80%) в нижней части профиля, глубже 200 см, где эти кутаны абсолютно преобладают и сочетаются с оглеенными суглинистыми кутанами (тип 6) и наблюдается их тонкий переслой (тип 12).

Хемогенные Fe-Mn и Fe-кутаны (типы 9 и 10) появляются только в иллювиальной части профиля с глубины 150 см в разр. 2-71 и со 120 см в разр. 3-71. Эта разница объясняется большей оглеенностью профиля разр. 3-71. В разр. 2-71 вниз по профилю количество кутан вначале постепенно, а затем резко увеличивается, достигая максимума в самой нижней, переходной к подстилающей морене части профиля. В разр. 3-71 эти кутаны встречаются в более растянутой зоне без увеличения на контакте пород, что, возможно, связано с большей оглеенностью этого разреза и меньшей окислительно-восстановительной контрастностью литологического барьера. Хемогенные Fe-Mn-кутаны глубоких зон трещин (100–300 см) могут иметь двойкий генезис: они могут образовываться как при окислении восстановленных соединений Fe и Mn, "пришедших" сверху из элювиальных горизонтов, так и на месте в этих же зонах трещин в результате окисления закисных соединений Fe и Mn, мобилизованных из оглеенных микрозон (кутан, пятен МТМ) на этих же глубинах. Образование этих кутан на большой глубине может происходить вследствие окисления растворов заземленным воздухом (Зайдельман, 1974). В шлифах Fe-Mn-кутаны (ферро-манганы) выглядят как тонкие нитевидные изотропные образования черно-красного или ярко-красного цвета.

Характерно, что в трещинах, занятых ферро-манганом, обычно не встречается никаких других кутан, т.е. эти кутаны четко локализованы в определенных окислительных микрозонах и организационно обособлены от миграционно-суспензионных кутан. Причины этого явления нам не ясны.

Итак, проведенный анализ встречаемости разных типов кутан в трещинных морфонах позволяет оценить разнообразие и вертикальную изменчивость внутротрецинной массы и ее "кутаный" состав в изученных дерново-подзолистых почвах на покровных суглинках. Подтверждается вывод

о преобладании осветленной "присыпки" в верхних зонах трещин и темных глинистых "лаках" в глубоких зонах трещин. Однако этот вывод сильно упрощает реальную картину разнообразия ВТМ и трещинных морфонов. Почти во всех зонах трещин обнаруживается многокомпонентный кутанный состав ВТМ, т. е. определенные и закономерные ассоциации кутан и различные типы их переслаивания. Такой состав ВТМ свидетельствует о сложном мезо- и микроразнонаправленном и, вероятно, разновозрастном характере дифференциации вещества в трещинной сети дерново-подзолистых почв.

Разные по глубине зоны трещин характеризуются различными по набору и встречаемости ассоциациями морфотипов кутан и ВТМ (общий характер этих зон описан ранее в работе Таргульяна и др., 1974). На основании этого мы сделали попытку выделить внутри вертикальных трещинных морфонов разные их типы по набору и встречаемости морфотипов кутан и ВТМ. Это своего рода "горизонты", дифференцированные по глубине внутри вертикальных трещинных морфонов, имеющие минимальную протяженность по горизонтали, вытянутые вертикально и секущие обычные горизонты профиля.

I зона трещин – осветленные песчаные трещинные морфоны, секут горизонты А2В1, В1А2, частично В1 (глубина 40–60 см), заполнены преимущественно осветленными песчаными типами ВТМ (1, 2, 11), однако в этой зоне в тонких трещинах встречаются и суглинистые, и темно-коричневые глинистые кутаны (5, 6, 7).

II зона трещин – светлые сизовато-палево-бурые песчано-пылевато-суглинистые поликутаные сложные трещинные морфоны (глубина 60–120 см, секут гор. В1–В2, t). Эта зона наиболее сложных ассоциаций кутан, здесь встречаются все типы кутан и ВТМ, кроме хемогенных ферри-манган. В ней заметно снижается встречаемость скелетан, появляются оглеенные и неоглеенные пылеватые (типы 3, 4) и суглинистые кутаны (типы 5, 6), возрастает встречаемость темно-коричневых глинистых кутан (типы 7, 12).

III зона трещин – сизо-бурые пылевато-суглинисто-глинистые сложные кутанные трещинные морфоны (глубина 120–200 см, секут гор. В2, t, частично – В2, tg–В3, tg), характеризуются резким уменьшением встречаемости скелетан (типы 1, 2), которые фиксируются только в тонких переслоях (тип 11). Здесь максимальна встречаемость оглеенных и неоглеенных суглинистых и пылеватых кутан (типы 3–6), продолжает нарастать встречаемость глинистых кутан и их тонкого переслоя с суглинистыми (типы 7, 12), появляются в малом количестве хемогенные Fe-Mn-кутаны (тип 9).

IV зона трещин – черно-красно-коричневые гумусово-глинистые и марганцово-железистые трещинные морфоны (глубина 200–300 см, секут гор. ПВ3 tg и ПВ3, D), характеризуются упрощением кутанных ассоциаций. Здесь практически не встречаются песчаные, пылеватые и неоглеенные суглинистые кутаны. Преобладают оглеенные суглинистые (тип 6) и неоглеенные коричневые и черные гумусо-глинистые (типы 7, 8) кутаны и их переслои (тип 12). В нижней части этой зоны резко возрастает встречаемость хемогенных Fe-Mn-кутан (типы 9 и 10).

На основании проведенного анализа встречаемости и вертикального распределения разных типов кутан в трещинных морфонах можно сделать

выводы об общем характере заполнения трещинной сети изученных дерново-подзолистых почв.

Подавляющая часть трещин (и по объему и по глубине) заполнена кварц-силикатным материалом, имеющим преимущественно вертикальную кутанную организацию; роль хемогенных (осажденных из растворов) кутан в составе ВТМ очень невелика.

Несмотря на сложное переслаивание разных кутан внутри каждой зоны трещин и на сложное и даже противоречивое взаимопроникновение разных кутан из зоны в зону, все же вполне отчетливо выявляется определенная закономерность в изменении комбинаций кутан в ВТМ сверху вниз по профилю. От начала трещинной сети (с 30–40 см) и до ее конца (глубже 300 см) в трещинах постепенно снижается встречаемость крупнодисперсных и увеличивается встречаемость тонкодисперсных кутан. Несколько схематизируя картину, можно представить эту изменчивость материала трещинных морфонов сверху вниз по профилю в виде ряда: песчаные → супесчано-пылеватые → суглинистые → гумусо-глинистые → Fe-Mn хемогенные кутаны.

Такая изменчивость ВТМ по глубине и сложная многослойная кутанная организация ВТМ, как нам кажется, в целом в большей степени объясняется процессами нисходящей миграции, сортировкой минеральных частиц в суспензиях и их аккумуляцией в трещинах и сопутствующими процессами миграции растворенных веществ, чем процессами обособления кутан в трещинах *in situ* из вмещающей массы горизонтов (сепарация глины, вымораживание и выжимание песка и пыли, отмывка на месте и т. д.).

Еще раз подчеркнем, что приведенный анализ дает количественную характеристику набора кутан и его изменчивости по профилю в трещинных морфонах, но не отражает адекватно сложную структуру, порядок переслаивания кутан в разных зонах трещин и т. д. Генетический анализ кутанной структуры, порядка организации в трещинных морфонах (типы комбинаций, их симметрия и асимметрия, сочетания кутан и т. д.), выявления процессно-генетических причин этой организации — дело последующих исследований.

"Доля" (суммарная ширина и объем) ВТМ и каждого типа кутан в общей массе почвенного профиля. Встречаемость типов кутан (число каждого типа в % к числу подсчитанных кутан во всех трещинах) количественно характеризует состав и ассоциацию кутан в трещинах и изменчивость этих ассоциаций с глубиной, но эти данные не позволяют оценить, какова "доля" ВТМ и каждого типа кутан в макро- и мезоморфологии всей почвенной толщи в целом. Очевидно, что эта доля зависит не только от встречаемости кутан в трещинах, но и от суммарной ширины и емкости трещин и от толщины кутан в разных зонах профиля. В идеале, такие вклады наиболее точно могут быть оценены весовым методом. Однако такими данными мы сейчас не располагаем в связи с трудностями препарирования ВТМ. Поэтому мы были вынуждены оценивать эти доли более грубыми и приблизительными методами (и только для более подробно изученного разр. 2-71). Нам известны: а) суммарная ширина трещинной сети в мм на 10 м погонной длины стенки разреза; б) объем, или емкость, трещинной сети в см³ на призму всего профиля сечением 1 м² с учетом длины трещин (см. рис. 5). Практически вся трещинная сеть в период

полевых измерений была заполнена ВТМ, количество пустот в трещинах было настолько мало, что ими можно пренебречь. Это означает, что суммарная ширина (в мм) и объем (в см³) трещинной сети в данном разрезе и во многих аналогичных характеризуют и суммарную ширину и объем заполняющей трещины ВТМ (в целом без разделения на морфоны). Таким образом, приведенные выше данные о суммарной ширине и объеме трещин (см. рис. 4,5) позволяют оценить долю (вклад) ВТМ в целом в строении всего почвенного профиля.

Сложнее обстоит дело с оценкой доли каждого типа ВТМ, каждого типа кутан в общей морфологии дерново-подзолистой почвы.

Располагая данными по числу и встречаемости каждого типа кутан, мы не имеем количественных характеристик толщины каждого типа кутан в трещинах (не замерялись из-за технических трудностей). Поэтому мы вынуждены оперировать в дальнейшем только встречаемостью каждого типа кутан и величинами суммарной ширины и объема трещин и ВТМ, приведенными к фиксированной 10-метровой длине стенки в профиле.

В связи с этим было сделано огрубляющее допущение: толщина кутан была принята равной для всех типов кутан, кратной 1 мм ширины трещины. При этом допущении индивидуальная суммарная ширина или толщина каждого типа кутан или их групп (песчаные, пылеватые, глинистые и т.д.) оценивается по проценту встречаемости данного типа кутан, взятому от общей суммарной ширины всей трещинной сети в миллиметрах или, что одно и то же, от ВТМ в целом. Аналогично, индивидуальный объем каждого типа кутан был рассчитан как процент встречаемости данного типа кутаны, взятый от суммарного объема всей трещинной сети (и общей ВТМ) в призме профиля сечением 1 м².

Допущение о равной толщине кутан вынужденное и, конечно, приводит к искажению реальной картины вклада разных кутан в состав и морфологию почвенной массы. Однако характер такого искажения вполне предсказуем на основании качественного знания о сравнительной толщине разных типов кутан. Доля (ширина и объем) более толстых кутан (в первую очередь песчаных и супесчано-пылеватых) при таком допущении искусственно преуменьшается, доля тонких кутан (в первую очередь хемогенных, затем глинистых и суглинистых) — преувеличивается.

Полученные с указанными допущениями данные были приведены на рис. 6, Б, В. Они позволяют ориентировочно оценить: а) суммарную ширину ВТМ в целом и суммарную ширину для каждой из пяти обобщенных групп трещинных морфонов: песчаных, супесчано-пылеватых, суглинистых, глинистых и хемогенных. Эти данные выражены в мм и приведены к единой 10 м длине стенки почвенного разреза; б) суммарный объем ВТМ в целом и объем тех же пяти групп ВТМ, в % к общему объему призмы почвенного профиля сечением 1 м² и мощностью 270 см.

Данные, полученные этими двумя расчетами, сходны по общим закономерностям и различаются в деталях. Различия связаны с тем, что при расчетах объема ВТМ и кутан учитывалась не только ширина трещин, но и их протяженность по горизонтали и вертикали в почвенном профиле (рассчитанная по картам горизонтальных срезов и по мощности вмещающего горизонта). Объемные доли ВТМ в целом и кутан в принципе ближе к истинным величинам, однако в них более вероятно увеличение расчетных

ошибок. Доли по ширине ВТМ и кутан не учитывают протяженности трещин по горизонтали и вертикали, но они ближе к непосредственно измеренным величинам и содержат меньше расчетных допущений. Поэтому мы будем рассматривать параллельно характеристики ширины и объема при оценке вклада ВТМ и кутан в общую организацию и морфологию профиля.

Как видно из рис. 6 (Б,В), доля трещин и ВТМ в целом в профиле составляет заметную величину и по ширине и по объему; максимальные доли наблюдаются на глубине 60 см (А2В1 – В1А2) – суммарная ширина ВТМ около 200 см на 10 м стенки разреза и около 30% от объема призмы сечением 1 м². Вверх к гор. А2 и вниз по профилю суммарная ширина и объем ВТМ в целом и соответственно ее значение в профиле снижаются. Трещинные морфоны и ВТМ играют существенную роль в строении почвенного профиля на глубинах от 40–50 до 140–150 см, т.е. от гор. А2В1 до гор. В2₁г включительно. Здесь суммарная ширина ВТМ в целом колеблется от 140 до 40 см на 10 м стенки, а объем – от 26 до 8%.

Рассмотрим участие (долю) ВТМ в целом и отдельных групп ВТМ по глубине профиля детальнее. На глубинах 40–60 см (I зона трещин, гор. А2В1–В1А2–В1) доминирует группа песчаных ВТМ, занимающих 130 см суммарной ширины на 10 м стенки и 18–20% от объема массы этой зоны. На самом деле их доля, вероятно, еще выше, так как не учтена истинная толщина песчаных ВТМ. Остальные группы ВТМ в зоне не имеют существенного значения для организации и состава почвенной массы в целом.

На глубинах от 60 до 120 см (II зона трещин, гор. В1–В2₁т) суммарная ширина и объем ВТМ в целом меняются незначительно – суммарная ширина 140–120 см и объем 27–25%, но резко меняется доля разных групп ВТМ в общей массе почвы: значительно уменьшается доля песчаных ВТМ (до 1–3% от объема почвы на глубине 100 см) и возрастает доля супесчано-пылеватых, суглинистых и глинистых ВТМ.

Несколько генерализуя картину, можно сказать, что если объем ВТМ в целом в этой части профиля составляет 25% от общего объема почвенной массы, то примерно половину объема ВТМ (10–12%) составляют скелетаны и сiltаны, а другую половину – суглинистые и глинистые кутаны, в том числе и оглеенные. Однако недоучет реальной толщины кутан преуменьшает долю песчано-пылеватых кутан; можно полагать, что их доля в этой части профиля на самом деле больше, чем глинистых.

Если трактовать ВТМ как результат вертикальной партлювации, то на глубине 60–120 см отчетливо выявляется эффект взаимокompенсации вымытого в трещины суспензионного материала (Таргульян и др, 1974б). Вымывание суспензий ила, способное обогатить общую массу гор. В1 и В2₁т илом и валовым Al₂O₃, компенсируется вымыванием в эти же горизонты суспензий песка и пыли, которые "опесчанивают" общую массу горизонтов и обогащают ее кварцем и валовым SiO₂.

Ниже по профилю на глубинах 120 – 160 см (часть III зоны трещин, низ гор. В2₁т – В2₂г) происходит общее снижение суммарной ширины и объема ВТМ в почвенном профиле с 25–20 до 9% от объема призмы почвы. В соответствии с этим снижаются доли всех групп ВТМ и морфотипов кутан как по ширине, так и по объему. Однако доля песчано-пылеватых кутан снижается гораздо резче, чем суглинистых и глинистых, две последние группы кутан в данной зоне профиля начинают постепенно

приобретать доминирующее значение в общей морфологии и организации трещинных морфонов и общей массы почвы.

Глубины со 170 до 270 см охватывают нижнюю часть толщи покровного суглинка (до 200 см) и переходную к подстилающей породе толщу (нижняя часть III зоны и IV зона, гор. ВЗ₁ тg — II ВЗ₃ D). В этой части профиля в организации и заполнении трещинных морфонов доминируют три группы кутан: суглинистые оглеенные (тип 6), темно-коричневые глинистые (тип 7), их переслой (тип 12) и хемогенные кутаны (типы 9 и 10). Однако их общая роль в составе и организации почвенной массы резко снижается: они в сумме составляют 6–3% от объема всей почвенной массы этой зоны.

Таким образом, анализ вклада ВТМ в целом и отдельных групп ВТМ и морфотипов трещинных кутан в состав и строение почвенного профиля дерново-подзолистой почвы (разр. 2-71) показал, что наибольшее значение трещинные морфоны и их ВТМ имеют в зоне от 50 до 160 см (гор. В1А2—В1—В2₁ t), где они имеют наибольшие объем и массу.

Основные доли в заполнение трещинной сети этой части профиля вносят две группы кутан: песчаные и пылеватые, обедненные илом и валовыми R₂O₃ по сравнению с межтрещинной массой (МТМ), и суглинисто-глинистые, как правило, обогащенные илом и валовыми Al₂O₃ по сравнению с МТМ (Таргульян и др., 1974б). Соотношение объемов таких двух групп кутан в общей массе профиля таково, что в этой наиболее насыщенной трещинами зоне суммарный эффект заполнения трещин внутритрещинной массой сильно отличается от обычно ожидаемого, т.е. присутствие иллювирированного материала не обязательно должно приводить к общему обогащению всей массы почвы илом и Al₂O₃. Напротив, если песчано-пылеватые кутаны в массе преобладают над глинистыми (что, по-видимому, и имеет место), то в толще гор. В1А2, В1, В2₁ t будет происходить "опесчанивание" — разбавление исходного содержания ила и Al₂O₃ привнесенным по трещинам песчано-пылеватым материалом. В итоге при общем анализе всей массы этих горизонтов они могут быть обеднены илом и валовым Al₂O₃ не только за счет элювиального выноса последних (как это обычно трактуется), но и за счет привноса в эти горизонты по трещинам богатого SiO₂ и обедненного илом и Al₂O₃ песчано-пылеватого материала.

Глубже по профилю, от гор. В2₂ тg до гор. II ВЗ₃ D, в трещинных морфонах и в их ВТМ доминируют глинистые, суглинистые и хемогенные кутаны, однако при этом суммарный объем ВТМ в целом в этой части профиля резко снижается. Вследствие этого подобные кутаны и ВТМ в целом оказывают очень небольшое влияние на состав и организацию всей почвенной массы этой части профиля просто потому, что здесь трещины очень редки и тонки и соответственно малы объем и вес заполняющих их кутан.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РОЛИ ТРЕЩИН И ВТМ В СОСТАВЕ, ОРГАНИЗАЦИИ И ГЕНЕЗИСЕ СУГЛИНИСТЫХ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

В предыдущих работах (Таргульян и др., 1974а, б) была качественно исследована морфология трещинной сети этих почв на фоне общей морфологии всего почвенного профиля и дана аналитическая характеристика некоторых типов ВТМ.

В настоящей работе в результате детального макро- и мезоморфологического исследования мы располагаем количественной характеристикой морфологии трещинных морфонов (вертонов) и заполняющей их ВТМ для двух представительных разрезов дерново-подзолистых суглинистых почв центра Русской равнины.

Полученные данные характеризуют в основном магистральные (пересекающие весь профиль) и межгоризонтные (пересекающие не меньше двух горизонтов) субвертикальные трещины, в меньшей степени такие же внутригоризонтные трещины — шире, чем 1 мм. Горизонтальные и вертикальные тонкие межпедные трещины (шелевидные поры — уже 1 мм), имеющие огромную протяженность и поверхность и развитые в основном в межтрещинной массе профиля, не были исследованы и соответственно не вошли в подсчеты длины, ширины и объема трещинной сети.

Таким образом, мы сейчас располагаем морфометрией лишь основных влагопроводящих каналов почвенной толщи и не учитываем всю тонкую пористость межтрещинной массы: щелевую межпедную и трубчатую внутripедную.

В трактовке изученной системы трещинных морфонов мы исходим из ряда строго не доказанных, но вероятных предположений. Первое — трещинная сеть полигенетична и разновозрастна; часть трещин сингенетична с образованием самой породы (покровного суглинка), часть трещин эпигенетична по отношению к породе, но имеет позднеплейстоценовый — раннеголоценовый возраст и сложный генезис (криогенный и посткриогенный, усадка, усыхание и т.д.); наконец, часть трещин эпигенетична и педогенна, т.е. они образовались и образуются на протяжении всего периода гумидного элювиального голоценового почвообразования вплоть до настоящего времени.

Второе предположение — трещины в "момент" своего образования являлись пустыми почвенными морфонами, не заполненными твердофазным веществом. Заполнение трещин ВТМ происходило в основном после их образования. Это не означает, что после образования трещины остаются неизменными (по ширине, длине, форме). Напротив, на протяжении своего функционирования в почве как каналов, проводящих влагу, растворы и суспензии, трещинные морфоны продолжают разрабатываться и трансформироваться в процессе заполнения твердофазным веществом. Они могут расширяться за счет элювиального "разъедания" стенок и отсечения новых притрещинных блоков МТМ и включения их в состав ВТМ, могут сужаться за счет заполнения веществом и "бронирования" стенок трещин глиной и гумусом, гидроокислами Fe и Mn; наконец они могут развиваться за счет многократного повторного растрескивания по "слабому" месту почвенной массы — по старой трещине и т.д.

Третье предположение — трещины заполнялись и заполняются ВТМ после образования породы в результате различных экзогенных процессов, имеющих вертикальный градиент действия: от дневной поверхности вглубь толщи породы и почвы. Конкретные механизмы процессов заполнения могут быть разными (миграционные из горизонта в горизонт или переорганизационные — внутри горизонта). В этом предположении важно подчеркнуть то, что все эти процессы имели начальный активный фронт действия у дневной поверхности и проникали вглубь толщи по вертикали

с постепенным ослаблением с глубиной. Участие латеральных процессов в заполнении трещин веществом (боковой, поверхностный и внутрисочечный сток), согласно этому предположению, считается несущественным и маловероятным.

Исходя из этих предположений, мы рассматриваем морфологию и морфометрию трещинных морфонов и особенно ВТМ как результат сложного гипергенного преобразования покровных суглинков после их образования как породы. Этот процесс охватывает весь период "жизни" покровных суглинков как сложившейся породы и включает периоды: а) предпочтительного абиогенного или слабобиогенного преобразования в позднем плейстоцене; б) полигенетического, эволюционировавшего на протяжении голоцена, преимущественно гумидного, лесного элювиального почвообразования; в) современного в узком смысле слова (т.е. идущего ближайшие сотни лет) почвообразования, которое характеризуется попеременным чередованием периода естественного развития под лесом и периодов земледельческого освоения.

Таким образом, можно предполагать, что в морфологии, составе и организации трещинных морфонов дерново-подзолистых почв на покровных суглинках и близких им породах интегрально отражаются разнообразные экзогенные, в том числе педогенные, процессы, действовавшие на протяжении всего периода субэпизотического существования подобных пород.

Организация трещинных морфонов и их ВТМ существенно отличается (во всяком случае на макро- и мезоморфологическом уровне) от организации преобладающего межтрещинного вещества почвы (МТМ). Это позволяет допустить, что именно трещинные морфоны являются в подобных почвах своего рода локусами, наиболее активными макро-, мезо- и микрозонами, несущими генетическую информацию о процессах, действовавших и действующих в средней и нижней частях почвенного профиля ($\approx 50-250$ см). Эта информация закодирована в составе и организации, вертикальной и горизонтальной изменчивости трещинных морфонов.

Если это допущение верно, то перед исследователями встает задача расшифровки этой информации в трех аспектах: а) выявление конкретных механизмов (ЭПП), ответственных за состав и организацию трещинных морфонов; б) выявление временной последовательности в формировании трещинных морфонов; в) реконструкция факторов почвообразования и их изменений по "записи", хранящейся в трещинных морфонах, разграничение современных признаков и процессов и унаследованных, действовавших при иных состояниях факторов почвообразования.

Поставленная задача еще очень далека от решения, мы еще только нащупываем методы изучения трещинных морфонов, еще не умеем адекватно отразить и интерпретировать всю сложность организации вещества в трещинах, не имеем разработанного аппарата трактовки временной последовательности образования кутан и т.д. Однако важно то, что она будет постепенно решаться в последующих исследованиях.

Проведенное изучение трещинных морфонов дерново-подзолистых почв дает основание сделать еще один важный вывод: старые и вновь выдвигаемые гипотезы генезиса и эволюции подобных почв не могут считаться правдоподобными и полными, если они не объясняют наряду со свойствами МТМ также и свойства трещинных морфонов.

До сих пор "трещинная информация" и сам феномен трещинных морфонов слабо привлекались и использовались в построении общих концепций генезиса почв с подзолистым или псевдоподзолистым текстурно-дифференцированным профилем. Обычно внимание обращалось на отдельные компоненты в строении трещин: чаще всего на скелетаны и глинистые кутаны. Предлагаемая задача сложнее — надо объяснить всю совокупность фактического материала по составу и организации трещинных морфонов и использовать эту группу частных гипотез в общей гипотезе генезиса подобных почв.

С этой содержательной задачей тесно связана и методическая: в почвоведении хорошо разработаны методы микроморфологического внутригоризонтного анализа сравнительно небольших участков почвенной массы на уровне микроагрегатов, скелета, плазмы, микропор и т.д. Гораздо менее методически обеспеченной осталась область мезоморфологических признаков и феноменов, имеющих к тому же не строго горизонтный характер распределения в профиле. Эта группа феноменов в первую очередь почвенных вертикальных морфонов (ПВМ, вертонов) обычно ускользает от исследования на макро- и микроуровнях по ряду причин: они неудобны и непривычны для традиционного горизонтного метода расчленения и изучения почвенного профиля; они неудобны для изучения и в техническом отношении: трещинные морфоны хрупки, трудно извлекаются из почвенных разрезов, трудно препарируются и сохраняются для камерального изучения. Кроме того, малые размеры стандартных почвенных шлифов не позволяют охватить особенно сложные и информативные трещинные морфоны в целом при микроскопическом изучении, поэтому полные микроморфологические описания их или отсутствуют или крайне редки.

Наиболее перспективным способом целостного исследования почвенных горизонтов и вертикальных почвенных морфонов является сочетание морфонного подхода, более универсального, чем чисто горизонтный (Корнблум, 1975), мезоморфологического метода изучения с бинокуляром в полевых условиях на опорных разрезах и микроморфологического исследования в больших шлифах (5 x 10 см), техника изготовления которых в принципе разработана, но массово не освоена.

Нами был снят лишь первый слой фактической информации о трещинных морфонах и ВТМ дерново-подзолистых почв. Приобретенный опыт убеждает в том, что это только наиболее простой и доступный слой информации и что более детальное изучение трещинных морфонов обещает решить многие интересные и глубоко спрятанные проблемы генезиса подобных почв.

Рассмотрим кратко основные выводы из полученных данных о трещинных морфонах дерново-подзолистых почв.

Прежде всего представляется важным вывод о большом разнообразии и сложности организации трещинных морфонов и ВТМ, что отражает разнообразный по механизмам гетерохронный макро-, мезо- и микрорональный генезис подобных почв.

Отчетливо выявляется наличие определенной закономерности в изменении состава и организации трещинных морфонов с глубиной по профилю, в строении самой трещинной сети, а также состава и строения ВТМ: сужение

и уменьшение количества трещин, упрощение рисунка сети, упрощение кутанного строения ВТМ и т.д.

В настоящее время нам видятся три возможных способа генетической интерпретации полученных данных.

Первый исходит из предположения ведущей роли миграционно-иллювиального генезиса ВТМ трещинных морфонов: линейной миграции суспензий и растворов по трещинам на разные глубины и соответственно иллювиальном происхождении основных типов кутан, заполняющих трещины.

Второй предполагает преимущественную роль "инситных" механизмов формирования ВТМ трещинных морфонов внутри вмещающих горизонтов: элювиальная отмывка бортов трещин и остаточное образование осветленных скелетан, сепарация и выдавливание вещества в трещины из МТМ в циклы замерзания—размерзания и увлажнения — высыхания.

Третий путь (видимо, наиболее перспективный) — комбинация миграционного и "инситного" генезиса ВТМ с определением реальных вкладов того и другого в создание состава и организации трещинных морфонов.

В прежних (Таргульян и др., 1974 а,б) и в настоящей работе мы использовали преимущественно первый, в меньшей степени — третий способы генетической интерпретации. Нам кажется, что фиксированная морфометрия трещинной сети и ВТМ объясняется прежде всего процессами вертикальной миграции суспензий разной дисперсности — трещинной партлювации вещества, охватывающей весь почвенный профиль и наиболее ярко выраженной по иллювиально-аккумулятивным результатам в толще от 40—50 до 160—200 см.

С процессами партлювации сочетаются процессы миграции растворов и соединений железа и гумуса по трещинам, что отражается в наличии оглеенных (элювиально-глеевых) и гумусо-глинистых кутан почти на всем протяжении трещинной сети.

Кроме миграционных процессов, в генезисе ВТМ участвуют и "инситные" внутригоризонтные процессы: частичное элювиально-остаточное формирование скелетан и осветленной песчаной массы в верхних клиновидных участках трещин в зоне гор. А2В1—В1, элювиально-глеевое осветление суглинистых кутан в ВТМ, окислительное формирование Fe-Mn хемогенных кутан в зоне гор. В2tg—ПВЗД, сепарационное выделение на месте тонких глинистых кутан на стенках трещин.

Однако ведущим механизмом формирования ВТМ в изученных почвах является все же, по нашему мнению, эпигенетический по отношению к породе, т.е. педогенный, процесс партлювации разных фракций мелкозема (включая и лессиваж ила) на разную глубину: от общепрофильной "дальней" партлювации по магистральным трещинам до меж- и внутригоризонтной "короткой" миграции по тонким и тупиковым трещинам. Дальняя миграция при этом отнюдь не понимается как непрерывная одноактная миграция частиц в суспензиях на расстояние в десятки сантиметров и метры. Скорее всего, эта миграция со многими "остановками на пути" и возобновлениями движения на протяжении многих годовых циклов. Вполне возможно, что время "добегания" частиц, стартовавших в поверхностных элювиальных горизонтах, до средних и нижних горизонтов профиля исчисляется периодом порядка 10^2 — 10^4 лет.

Многие, но не все особенности организации ВТМ в трещинных морфонах

(многообразие и ассоциации кутан, многообразие переслоев, изменчивость их по профилю, разная встречаемость их по классам трещин, разные доли объема и т.д.) удовлетворительно объясняются миграционной и, в частности, партлювационной гипотезой. В этой гипотезе еще многое надо выяснить, в частности скорости движения потоков суспензий, зависимость состава и морфологии кутан от этих скоростей и от ширины и извилистости трещин, т.е. разработать своего рода микрофациальный анализ вертикальных флювиальных отложений в трещинах почвенного профиля.

Если эта гипотеза верна, то из нее следует, что часть массы элювиальных горизонтов, вернее массы той исходной породы, из которой сформировались эти горизонты, передвигается в суспензиях в глубь толщи покровного суглинка по трещинам и заполняет их. Происходит как бы "вхождение" материала верхних горизонтов профиля в трещины средней и нижней частей профиля. В наиболее трещиноватых зонах профиля (A2B1—B1A2—B1) этот вымытый материал верхних горизонтов может составлять 20—30% от общей массы горизонтов. В целом в призме почвы сечением 1 м², охватывающей основные трещинные зоны профиля (от 40 до 270 см в разр. 2-71), материал ВТМ составляет около 13% от объема всей призмы.

Важно подчеркнуть, что для такой гипотезы генезиса трещинных морфонов и их ВТМ "безразлично", была ли исходная почвообразующая порода однородной и одночленной или неоднородной двучленной или многочленной. Исходные состав и строение почвообразующей породы могут существенно менять состав и строение ВТМ трещинных морфонов, но само явление "вхождения" вещества верхних горизонтов почвы в трещины нижерасположенных горизонтов сохраняется.

Следует указать и на те признаки ВТМ, которые с трудом объясняются гипотезой партлювации: 1) партлювация хорошо объясняет вертикальную сортировку песчаных, пылеватых и глинистых кутан в трещинах по глубине, но с трудом объясняет отсутствие сортировки разных глинистых минералов (каолинита, иллита, разбухающего минерала) по глубине в составе собственно глинистых кутан (Таргульян и др., 1974 б); 2) отсутствие в составе глинистых минералов кутан в гор. В1—IV3, D почвенного хлорита, который присутствует в заметных количествах в составе ила гор. А2.

Объяснение таких явлений выходит за рамки морфометрического изучения, принятого для этой статьи, но эти явления определенно указывают на неполноту миграционно-суспензионной модели трещинных морфонов и их ВТМ. Поэтому нам кажется весьма плодотворными и перспективными в дальнейшем и усовершенствование миграционной модели генезиса трещинных морфонов и попытки развития альтернативных моделей генезиса, в частности "инситной" модели образования ВТМ и разных типов кутан из вещества вмещающих горизонтов или сингенеза ВТМ одновременно с образованием пород, т.е. допочвенный генезис ВТМ.

Как бы не оценивался генезис трещинной сети, трещинных морфонов, ВТМ в целом и отдельных кутан в тех дерново-подзолистых почвах, где они имеют место, ясно, что без их изучения, без их процессно-генетической и эволюционной интерпретации любая модель генезиса и современного функционирования подобных почв в целинном и антропогенном режимах будет неполной и недостаточной. Понимание этого дает основание надеять-

ся, что полученные первые материалы по количественной морфометрии трещинных морфонов будут полезны для стимулирования подобных исследований и выработки более точных, полных и совершенных моделей генезиса дерново-подзолистых почв для изучения современной жизни почв.

ЛИТЕРАТУРА

- Александровский А.Л., Овсянникова Ж.Г.* Палинологическое исследование дерново-подзолистой почвы и чернозема. — Почвоведение, 1981, № 1.
- Бердников В.В.* Палеокриогенный микрорельеф Центра Русской равнины. М.: Наука, 1976.
- Глинка К.Д.* Деградация и подзолистый процесс. — Почвоведение, 1924, № 3—4.
- Дмитриев Е.А.* Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во МГУ, 1972.
- Дмитриев Е.А., Карпачевский Л.О., Скворцова Е.Б.* Роль вывалов в формировании почвенного покрова в лесах. — В кн.: Генезис и экология почв Центрально-лесного государственного заповедника. М.: Наука, 1979.
- Зайдельман Ф.Р.* Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974.
- Кашанский А.Н.* Особенности генезиса подзолистых почв на однородных и двучленных карбонатных породах: Автореф. дис. ...канд. с.-х. наук. М., 1972.
- Корнблюм Э.А.* Основные уровни организации почвенной массы. — Почвоведение, 1975, № 9.
- Рачинский В.В., Фокин Н.Д., Талдышин С.А.* Исследование влагопереноса в подзолистых и дерново-подзолистых почвах в осенние и весенние периоды радиоактивных индикаторов. — Изв. ТСХА, 1980 вып. 2.
- Таргульян В.О., Бирина А.Г., Куликов А.В., Соколова Т.А., Целищева Л.К.* Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках. Морфологическое исследование. М., 1974а.
- Таргульян В.О., Вишневская И.В.* О способах передвижения вещества в связи со строением кутан в суглинистых почвах с осветленным горизонтом. — В кн.: Тез. докл. IV Всесоюз. делегат. съезда почвовед. V комиссия, Алма-Ата, 1970.
- Таргульян В.О., Вишневская И.В.* Передвижение пылеватых и глинистых частиц в профиле дерново-подзолистой почвы. — В кн.: Геохимические и почвенные аспекты в изучении ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Таргульян В.О., Соколова Т.А., Бирина А.Г., Куликов А.В., Целищева Л.К.* Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках: Аналит. исслед. М., 1974б.
- Фридланд В.М.* Об оподзоливании и иллиммеризации (обезиливании). — Почвоведение. 1955, № 12.
- Р.Дюдаль.* Десятью лет от введения названия "подзолистые почвы". — Тр. Пър-ви национален конгресс по почвознания. София, 1972.
- De Coninck T., Farrot J.C., Tavernier R., Jamagne M.* Degradation dans les sols lessives hydromorphes sur materiaux argilo-sableux. Exemple des sols de la happe detritique bourbonnaise (France). — Pedologie, 1976, vol. 26, N 2.
- Duchaufour P.* Pedology. L.: George Allen & Unwin, 1982.
- Paton T.R.* The formation of soil material. L.: George Allen & Unwin, 1978.

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ОРГАНОПРОФИЛЕЙ СЛАБОПОДЗОЛИСТОЙ И ДЕРНОВО-СКРЫТОПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВ

Л.А.Гришина, Е.А.Ярилова, А.Д.Мягкова, Г.Н.Фомина

Морфология органического вещества лесных почв привлекает к себе внимание исследователей на протяжении 150 лет. Это обусловлено тем, что сравнительно простым методом визуально и с помощью увеличительной техники можно сделать заключение об источниках и путях образования тех или иных форм органического вещества, о процессах, протекающих в почвенном профиле, и, в конечном итоге, сделать заключение о плодородии и лесоводственном значении почв.

На первом этапе исследований рассматривали макроморфологию подстилок, с учетом их строения, изменения по степени разложения и связи с минеральной частью. Гундесхаген (Hundeshagen, 1830) выделил две морфологические формы, которые различаются по лесоводственному эффекту, Эймес (Eimes, 1875) – три формы, Мюллер (Müller, 1887) предложил классификацию гумуса лесных почв, определив два принципиальных типа "мюль" и "мор" и переходный между ними, который Раманном (Ramann, 1905) был назван "модер". Термины "мюль", "модер", "мор" прочно вошли в лесоводственно-почвенную литературу.

Впоследствии эти представления были углублены и дополнены многочисленными исследованиями, среди которых можно назвать работы Г.Ф.Морозова, Н.П.Ремезова, В. Кубиены, Эвальда, С.В.Зонна, Ф.Дюшофура, З. Прусинкевича, Б.Уайльда, В.Д.Соколова, В.С.Шумакова, М.Г.Чертова и многих других. Современные исследователи выделяют от единиц до десятков типов лесного гумуса. При этом в большинстве классификаций учитывают не только макроморфологию, но и условия образования и химизм органического вещества. Однако общепризнанная классификация типов лесного гумуса не создана.

Типизация гумуса по макроморфологии с 1953 г. сопровождается систематизацией его микроформ. Несмотря на отставание в развитии этого раздела микроморфологии от успехов в изучении минеральной части почв, следует отметить, что начиная с 1965 г. наметился определенный сдвиг в изучении микроморфологии органического вещества почв. Однако в одних случаях главное внимание уделяется растительным остаткам (Babel, 1975), в других – результатам деятельности беспозвоночных животных, в частности их экскрементам (Bal, 1973), в третьих – гумифицированным формам, их размерам и связи с минеральной частью (Barratt, 1967).

В ряде других случаев происходит смешение понятий, номенклатурная путаница в микроморфологии органического вещества. Нельзя согласиться с использованием одних и тех же понятий в двух смыслах. Так, со времени Мюллера ряд авторов понятия "мор", "модер", "мюль" используют для интегральной характеристики типа гумусового профиля. В то же время многие микроморфологи используют эти же понятия для обозначения лишь различных микроформ органического вещества почвы, независимо от их локализации в почвенном профиле. Третьи – пользуются как первым, так и вторым приемом совместно.

Резко различные понятия обозначают термином "гумон" Баль (Bal, 1973), Е.И.Парфенова и Е.А.Ярилова (1977). Вряд ли целесообразно введение новых терминов, новой номенклатуры, усложняющей существующую терминологию, или очень дробное деление с обилием новых терминов, как это предлагает Баль.

В отечественной литературе микроморфологию органического вещества подзолистых почв, как правило, описывали в совокупности с минеральной частью (Рожнова, 1969, 1972; Ярилова, Рубилина, 1975; и др.), однако эти характеристики нельзя считать систематизированными и исчерпывающими, тем более, что авторы не принимали во внимание морфологию подстилок.

Объектами наших исследований послужили почвы подзолистого типа, формирующиеся под хвойными лесами Валдайской возвышенности: слабоподзолистая песчаная почва на флювиогляциальных песках под сосняками бруснично-зеленомоховыми и дерново-скрытоподзолистая легко-суглинистая почва на песчаной карбонатной морене под ельниками-кисличниками. Эти почвы представляют, на наш взгляд, особый интерес, так как занимают крайние позиции ряда автоморфных подзолистых почв, формирующихся в одном регионе, в одинаковых микроклиматических и геоморфологических условиях, но на разных почвообразующих породах и под разными типами хвойных лесов.

Свойства почв, фракционный состав подстилок, запасы и свойства гумуса охарактеризованы в предыдущих работах (Гришина, Владыченский, 1979; Гришина, Бородаенко, 1979).

Комплексные исследования: ботанические, зоологические, микробиологические, биохимические, лимические, позволяют достоверно трактовать морфологию почв и рекомендовать ряд диагностических характеристик морфологии их органического вещества.

Макроморфологическое полевое описание почвенного профиля было дополнено описанием образцов почв под биноклем (мезоморфологическое описание). Помимо этого, из каждого подгоризонта подстилки и всех минеральных горизонтов почв были сделаны шлифы, что позволило выполнить микроморфологические описания. Стадии трансформации органического вещества были исследованы на сканирующем электронном микроскопе JSM-2 (субмикроморфологическое описание).

Исследования различных типов почв на макро-, мезо-, микро- и субмикрор уровнях позволяют впервые дать иерархическую и более полную характеристику форм органического вещества, а анализ их пространственного распределения позволяет подойти к характеристике органопрофиля в целом.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

О р г а н о п р о ф и л ь — закономерное сочетание и распределение по генетическому профилю почв различных форм органического вещества. Представить органопрофиль можно, если мысленно вычленишь из генетического профиля только органические составляющие, сохраняя при этом не только их состав и форму, но и пространственное расположение. Термин

„профиль” широко используется в почвоведении. Профиль геоморфологический — вертикальное сечение какого-либо участка земной поверхности, чаще всего от водораздела к депрессии. Характер вертикального распределения химических элементов или их соединений в почве, выраженный одномерной диаграммой, — это карбонатный, солевой, гумусовый или какой-либо другой профиль. Почвенный генетический профиль — это не плоская стенка почвенного разреза, а объемное естественноисторическое тело природы. Органофиль, как составляющая генетического профиля почвы, также представляет собой объемное тело и при описании рассматривается в трех измерениях.

Органическое вещество почв используют как диагностический признак при выделении генетических горизонтов. Поэтому правомерно выделить в составе органофиля м е г а ф о р м ы органического вещества, пространственно ограниченные, как правило, генетическими горизонтами. Мегаформа — самая крупная морфологическая единица из составляющих органофиль. Как мегаформу можно рассматривать подстилку лесных почв, степной войлок, торфяные горизонты. И те, и другие сложены почти нацело органическим веществом, и именно оно определяет основные химические и физические свойства этих горизонтов. Мегаформы органофиля, пространственно размещающиеся в минеральной части профиля почв, определяют свойства этих горизонтов наряду с минеральными компонентами.

Лесная подстилка, степной войлок, торфяные горизонты представляют собой наружную часть органофиля и по расположению над минеральной частью профиля их можно считать э к т о м е г а ф о р м а м и. Внутренние части органофиля, заключенные в генетические горизонты минерального профиля, можно считать эндомегаформами.

Органофиль может состоять целиком из эктомегаформы, как в случае торфяных почв. Эндомегаформами представлен органофиль пахотных почв, а также почв, где эктомегаформа уничтожена человеком или стихией. Органогенные горизонты могут лежать и внутри минерального профиля почв (например, погребенные торфяные или перегнойные горизонты). По положению они представляют эндомегаформу. Функциональная их роль иная, чем аналогичных горизонтов в эктопозиции: они могут быть водоупором, концентратором анаэробных микроорганизмов, могут способствовать глееобразованию и т.п. Органомегаформы могут иметь и вертикальную протяженность, например гумусо-иллювиальные потеки или биогенные образования. Мегаформами органического вещества в почвенном профиле по аналогии с системой морфологических элементов Э.А.Корнблума (1975) можно назвать органополиморфон или органогетерополиморфон.

Следующим системным уровнем декомпозиции органофиля следует рассматривать м а к р о ф о р м ы органического вещества, соответствующие структурным компонентам профиля или морфонам. Макроформы органического вещества почв представляют собой сложный или составной морфологический элемент, сложенный мезо- и микроформами. К макроформам можно отнести подгоризонты подстилки или торфяного горизонта, органическое вещество отдельных структурных компонентов профиля (морфоны). Этот уровень системы неоднозначен по происхождению и

неоднороден по составу. Органоморфоны могут быть представлены совокупностью растительных остатков или копролитами и скоплениями гумусовых веществ.

Мезоформы органофилия — это морфологический элемент органического вещества, внутри которого нельзя провести границ невооруженным глазом. К ним можно отнести органические трансформированные остатки, органическое вещество кутан и других новообразований. Мезоформы органического вещества часто вызывают расчленение почвенной массы на структурные компоненты и закрепляют их. Мезоформы органофилия можно назвать органоформами.

Микроформы органического вещества почв представлены микроорганизмами и продуктами их метаболизма, а также собственно гумусовыми веществами и органо-минеральными соединениями, молекулярными и надмолекулярными образованиями. Процесс трансформации опада — это процесс превращения растительных и животных остатков (макроформ) в мезо-и микроформы. Процесс становления и организации гумусовых веществ в органофиле — это процесс превращения субмикро- и микроформ в мезо- и макроформы.

Помимо размеров и формы, важное значение имеет происхождение морфологических элементов и органоформ. По происхождению их можно разделить на шесть крупных групп, каждая из которых подразделяется на ряд видов.

1. Растительные остатки. Подразделяются в основном по степени разложивности.

1. Очень слаборазложившиеся остатки имеют цвет от желтого до желто-бурого, хорошо сохранившуюся форму листьев, ветвей, корней, шишек и других компонентов растений, что позволяет определить их видовую или структурную принадлежность. Нежные ткани (эпидерма, паренхима, флоэма, хлоренхима) сохранены более чем наполовину. Ксилема и склеренхима слабо затронуты разложением. Эпидермис сохраняет отчетливое клеточное строение.

2. Слаборазложившиеся растительные остатки имеют цвет от желто-бурого до бурого. Морфологическая форма листьев и корней нарушена, но их структурные особенности сохраняются. Это дает возможность определить их видовую принадлежность. Вокруг стенок паренхимных клеток видна бахрома из остатков клеточного содержимого. Ксилема и склеренхима затронуты разложением наполовину. Эпидермис и кора стеблей и корней сохраняют клеточное строение. Двойное лучепреломление клеточных стенок выражено отчетливо.

3. Средне- или полуразложившиеся растительные остатки имеют окраску от бурой до темно-бурой. Форма листьев и других структурных компонентов растений не распознается, поэтому по внешним признакам определить видовую принадлежность трудно. Хлоренхима и ксилема не сохраняются; склеренхима, эпидермис и ткани коры сохраняются частично.

4. Сильноразложившиеся растительные остатки имеют окраску от темно-бурой до коричнево-серой. Ткани разрушены. Растительные остатки превращены в аморфную гумусированную органическую массу, среди которой локально можно обнаружить обрывки клеточных структур.

5. Углеподобные растительные остатки имеют окраску от темно-серой

до черной, твердую консистенцию и частично сохраняют морфологию тканей, которые обуглились в процессе трансформации.

II. Остатки животных. Поскольку ткани животных состоят преимущественно из белков и липидов, они разлагаются значительно быстрее растительных остатков. К тому же и биомасса их при жизни во много раз меньше, что объясняет их редкую встречаемость в почве. Из остатков животных в почвах встречаются хитиновые покровы насекомых, остатки раковин моллюсков и др.

III. Выбросы почвенной фауны. Среди них различаются:

1. Экскременты беспозвоночных животных из плохо переваренных растительных тканей, рыхлые, слабогумифицированные, без включений минералов. Примером могут служить экскременты личинок двукрылых.

2. Экскременты из хорошо переваренных растительных тканей, рыхлые, слабогумифицированные, без включений минералов. Примером могут служить экскременты личинок жуков и многоножек.

3. Экскременты из гумифицированного материала с включением отдельных минералов или минеральной массы почвы. Примером могут служить выбросы энхитреид и люмбрицид.

4. Остатки копролитов, распавшихся в процессе старения и измельчения копрофагами. Характер сложения копролитов, их размер и форма, а также одновременный анализ состава, распределения и численности беспозвоночных животных по генетическим горизонтам почв позволяют определить видовую принадлежность экскрементов, что очень важно для познания механизмов процессов трансформации органического вещества. Существующие литературные материалы также могут служить контролем при определении видовой принадлежности экскрементов беспозвоночных животных, но эти сведения скудны, и необходима большая работа по систематизации материалов модельных опытов и составлению соответствующих атласов и определителей.

IV. Микробная масса. Характеристика микробной массы в шлифе или непосредственно на почвенных образцах в поле зрения сканирующего микроскопа отличается от описаний микроорганизмов в культуре. Для выполнения описания на видовом уровне необходима большая работа по составлению описаний, их систематизации, составлению атласов для новой качественной характеристики микробной массы. В то же время общая ее характеристика как одной из форм органического вещества вполне возможна. Отчетливо различают гифы, споры, склероции грибов, скопления их пигментов, колонии бактерий, дрожжевые клетки. При описании микробной массы указывают на степень покрытия ею поверхности растительных остатков или почвенных частиц, плотность сплетения гифов грибов, окраску, форму, а также взаимосвязь с другими формами органического вещества (растительными остатками, экскрементами и др.).

V. Тонкодисперсный гумус, или гумусовая плазма. Представляет собой совокупность собственно гумусовых специфических органических веществ высокомолекулярной природы. В этой группе веществ выделяют следующие виды:

1. Диффузный гумус — специфическое органическое вещество, равномерно распределенное в пространстве между другими морфологическими элементами органического или минерального происхождения.

2. Локально концентрированный тонкодисперсный гумус в форме сгустков разной величины, формы и плотности. По плотности он может быть компактный и рыхлый.

3. Натечный тонкодисперсный гумус. В отличие от первых двух форм происхождение этого вида гумуса связано с передвижением внутри почвенного профиля, концентрацией и осаждением его на новом месте.

Для специфических органических веществ очень важна цветовая характеристика, так как благодаря ей возможны корреляции микроморфологии органического вещества и его химического состава. Гумусовые вещества можно охарактеризовать по цвету и прозрачности, подразделяя на светлоокрашенный или желтый, бурый, коричневый, серый, черный.

В отличие от Баля (Bał, 1973) мы не считаем возможным относить к этой группе органического вещества обрывки тканей растительного происхождения размером, сравнимым с тонкодисперсным гумусом (меньше 2 мкм). Эта форма органического вещества должна быть отнесена к растительным остаткам, сильноразложившимся, и присутствие клеточных структур чаще всего в форме обрывков клеточных стенок служит хорошим индикатором для отнесения их в эту группу.

VI. Органо-минеральные соединения. Представлены глинисто-органической плазмой, железисто-органической плазмой и другими видами. Эти морфологические элементы встречаются в тех же формах, что и тонкодисперсный гумус: диффузно, локально, концентрированно в форме сгустков разной величины и плотности и в форме натечков. От тонкодисперсного гумуса их отличает двойное лучепреломление минерального компонента. Условно эту группу также можно отнести к микроформам органического вещества, так как при рассмотрении органо-профиля, при анализе его микроморфологии она не должна быть упущена. Именно этой группе принадлежит особая роль в процессах формирования почвенного профиля многих типов почв.

МОРФОЛОГИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА СЛАБОПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ

Макроморфология. Слабоподзолистые почвы сосняков имеют мощную подстилку (до 7 см), которая отчетливо делится на три подгоризонта.

Листовой слой подстилки (A_{OL} , до 3 см) светло-бурого цвета состоит из сохранивших свою морфологию хвои, ветвей, шишек, коры сосны, остатков мха, листы брусники и других растительных остатков. На первые четыре компонента приходится до 80% массы. Максимальный объем занимает хвоя, хотя в весовом отношении она уступает ветвям и приблизительно равна шишкам (Гришина, Владыченский, 1979).

Ферментативный слой (A_{OF} , 3–5 см) состоит из полуразложившихся остатков хвои, ветвей, шишек бурого и темно-бурого цвета, покрытых гифами грибов; встречаются копролиты; слой пронизан множеством тонких корней как древесных, так и напочвенного растительного покрова.

Гумусовый (A_{OH} , 5–7 см) представляет собой аморфную хорошо разложившуюся органическую массу от темно-коричневого до темно-серого цвета.

Подзолистый горизонт ($A_{2,7-10}$ см) непосредственно под подстилкой между светлыми отмытыми песчинками содержит фрагменты органического вещества, механически перемещенного из подстилки. С глубиной его количество резко сокращается.

Иллювиальные горизонты (B_1 и B_2 , до 85 см) сложены рыхлым песком и имеют окраску от желтовато-бурой до ярко-бурой. Видимо, зерна минералов покрыты органо-железистыми пленками, что подтверждает химический анализ. Содержание гумуса здесь повышается до 1,5%, подвижного железа — 65 мг-экв/100 г, тогда как в подзолистом горизонте гумуса меньше 1%, железа — 30,5 мг-экв/100 г. Ниже идет среднезернистый песок без заметных признаков иллювиирования органического вещества.

Микро- и субмикроморфология. Локальное отмирание тканей хвои и ветвей начинается до поступления их в опад. Процесс естественного старения усиливается поселением дрожжевых клеток и грибного мицелия. Из филлосферы хвоя и ветви приносят эти микроорганизмы в опад. На свежем опаде количественное разнообразие микроорганизмов увеличивается. По определению И.П. Бабьевой, на данном этапе в процессе разложения хвои сосны участвуют *Rhodotorula glutinis* и *Sporobolomyces pullulans* или *Sp. paragauseus*. В то же время свежий опад, попавший в подстилку, заселяется подстилочными сапрофитами, не встречающимися в филлосфере, такими, как *Trichosporon pullulans*, дающими как дрожжевые клетки, так и мицелий. Плотность заселения поверхности неодинакова. В составе микроорганизмов возрастает доля грибного мицелия.

Листовой слой подстилки (A_{OL}) состоит из неразложившихся, очень слабо разложившихся и слабо разложившихся растительных компонентов: хвои, ветвей, шишек, коры и др., приблизительно в равном весовом соотношении, однако наибольший объем занимает хвоя желтого и желто-бурого цвета. Неразложившаяся хвоя имеет преимущественно открытую поверхность, ребристую структуру, отчетливо оформленные устьища. Слабо разложившаяся хвоя имеет трещины, разрывы шириной 1–10 мкм и редкие поверхностные каверны. Устьичные ряды менее заметны, часто прикрыты клетками дрожжей или грибным мицелием. Внутри некоторых хвоинок на месте выеденной хлоренхимы видны экскременты клещей, на поверхности хвоинок — локально расположенные темные скопления грибных тел и гифов. На поперечном срезе видны хорошо сохранившиеся клеточные стенки, как цепочки, опоясывающие хвоинку. Ясно видно двойное лучепреломление стенок. Процесс распада поверхностных тканей идет медленнее, чем внутренних. Встречаются экскременты личинок двукрылых, рыхлые овальные с шероховатой поверхностью, состоящей из плохо переваренных растительных тканей, слабо гумифицированные; гумифицированные, без включения минералов, экскременты личинок жуков и многоножек; гумифицированные, с включениями мелких обломков минералов, экскременты дождевых червей.

Строение слоя A_{OL} : абсолютное преобладание неразложившихся и слабо разложившихся растительных остатков в сочетаниях с микробной, главным образом грибной, массой и экскрементами почвенной мезофауны, преимущественно сапрофагов, первичных разрушителей.

Ферментативный слой подстилки (A_{OF}) можно рассматривать

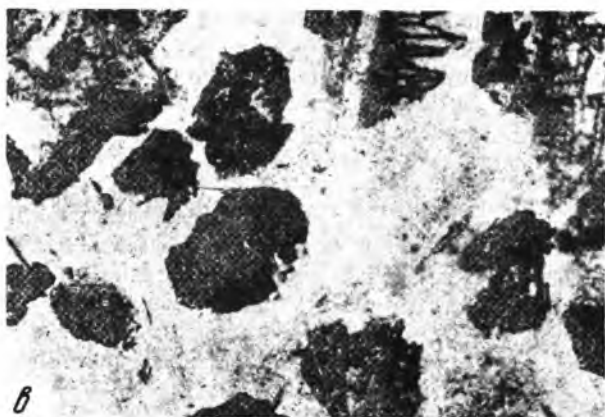
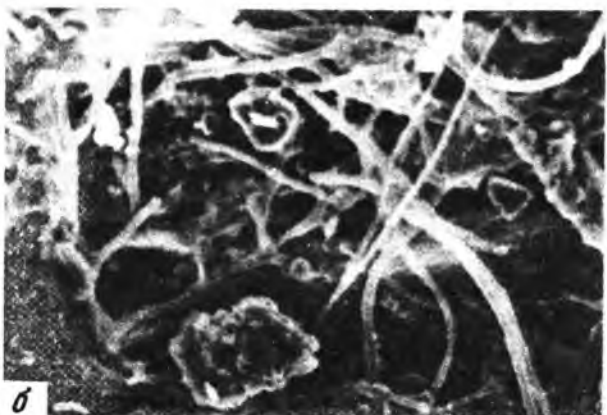
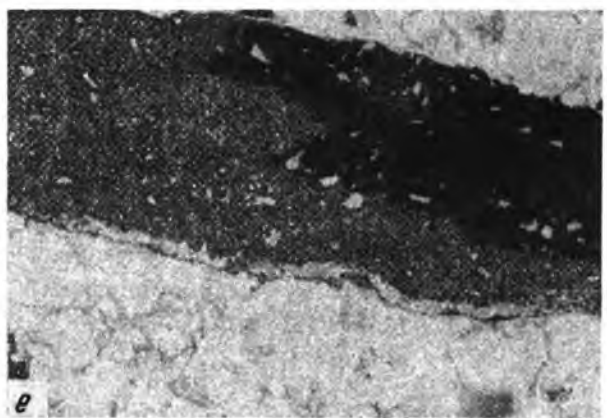
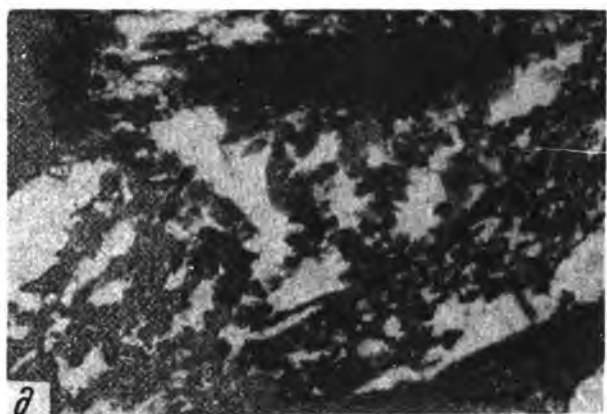
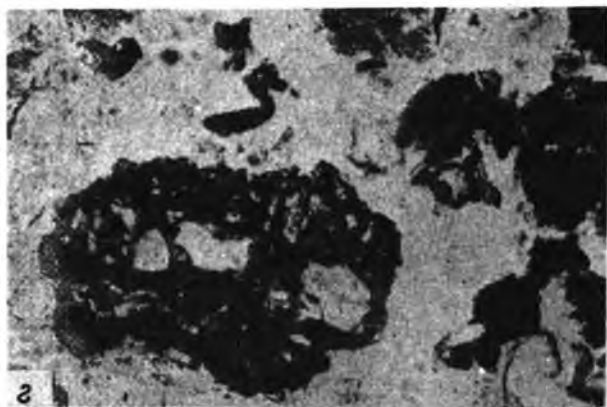


Рис. 1. Формы органического вещества слабоподзолистой почвы сосняка-зеленомошника

a – гор. АОФ, полуразложившаяся хвоя сосны с экскрементами клещей внутри, ув. 9 X 8; *б* – АОФ, переплетения гифов грибов на растительных остатках, X 300, РЭМ; *в* – АОН, сильноразложившиеся растительные остатки и гумифицированные экскре-



менты личинок Diptera, ув. 9×8 ; *z* – A_{OH} , экскременты сапрофагов, гумифицированные и с включениями минералов, ув. 9×8 ; *d* – A_{OH} , экскременты энхитреид, ув. 9×8 ; *e* – A_2 , экскремент *Isopoda* на фоне песчаных зерен с тонкими пленками гумусо-железистой плазмы, ув. 9×8

как следующую фазу трансформации растительного опада. Он состоит из полуразложившихся растительных остатков: обломков хвои, ветвей, чешуек и других растительных компонентов. Ветви, остатки шишек и коры лучше сохранились, чем хвоя. Степень разложения уменьшается от хвои к ветвям и коре.

На поперечном срезе хвои видно, что столбчатые и губчатые ткани разрушены, остатки клеточных стенок столбчатой ткани местами сохранились у внешних покровов хвоинок в виде бахромы. Гифы проникают и внутрь хвоинок. Устьица игл оголены, полностью свободны от органических выделений. Поверхность обломков хвои покрыта плотным слоем микроорганизмов, оплетена гифами грибов, часто темноокрашенными (рис.1).

Обломки хвои и полости в чешуйках шишек заполнены экскрементами клещей. Экскременты беспозвоночных, описанные в листовом слое, встречаются в ферментативном слое в большем количестве. Появляются темноокрашенные экскременты размером до 0,7 мм с вкраплениями минералов кварца и полевых шпатов, принадлежащие двупарноногим многоножкам *Diplopoda*, и экскременты любрицид, гумифицированные, с включением тонких обломков минералов. На поверхности экскрементов видна тонкая пленка тонкодисперсного гумуса. Рыхлые сгустки бурого и темно-бурого гумуса встречаются на месте мягких тканей и вблизи скопления экскрементов, от свежих до сильноразложившихся. Вокруг корневых и других растительных остатков видно органо-железистую плазму красновато-охристой окраски.

Строение слоя A_{OF} : преобладание полу- и сильноразложившихся и углеподобных растительных наземных и корневых остатков всех степеней разложения в сочетании с микробной массой, преимущественно грибной. Количество микробной массы меньше массы экскрементов. Экскременты сапрофагов доминируют над таковыми копрофагов. Копролиты в A_{OF} имеют массу и объем больше, чем в A_{OL} . Аморфные гумус и органо-минеральные соединения составляют менее 10% от всей органической массы.

Гумусовый слой подстилки (A_{OH}) состоит из сильноразложившихся растительных остатков бурого и темно-бурого цвета, клеточное строение которых почти полностью нарушено. Обрывки эпидермиса и проводящих пучков оплетены гифами грибов. Встречаются скопления бактериальных клеток. Однако общее количество микробной массы в этом слое меньше, чем в вышележащем. В этом подгоризонте много корневых остатков и живых корней. Корневые окончания сосны покрыты микоризой ярко-желтого цвета.

Тонкодисперсный гумус, диффузный и в форме сгустков, имеет темно-бурый цвет и заполняет пространство между растительными надземными корневыми остатками и экскрементами. Экскременты почвенной мезофауны имеют почти черный цвет. В отличие от вышележащих слоев подстилки в гумусовом слое появляются микроэкскременты энхитреид, мелкие, полиэдрической или бациллоцилиндрической формы. Встречаются как отдельные копролиты, так и их рыхлые скопления. Экскременты энхитреид, как и экскременты орибатид, можно различить внутри крупных копролитов дождевых червей и других беспозвоночных. Ходы энхитреид расщепляют крупные экскременты, создается порошистая и губчатая структура остатков экскрементов мезофауны. В этом горизонте преобладают гумифи-

цированные экскременты как без видимых включений минералов — видимо, экскременты жуков Coleoptera, личинок Diptera, так и с минералами разной величины — экскременты дождевых червей. Обрывки тканей растений ожелезнены. Видимо, можно говорить о присутствии железисто-органической плазмы. В то же время зерна кварца отмыты и не соединены с гумусом.

Строение слоя A_{OH} : преобладает тонкодисперсный гумус диффузный и в форме рыхлых сгустков в сочетании с компактными гумифицированными отдельными или сгущенными экскрементами почвенной мезофауны или их составных частей без минералов и с минералами внутри. Сильноразложившиеся растительные остатки и корни, живые и отмершие всех стадий разложения, в сочетании с микробной массой составляют не более 25% объема органического вещества слоя. До 10% объема слоя A_{OH} составляют отмытые зерна кварца и полевых шпатов. Органическое вещество и минеральные зерна существуют сепаратно, за исключением экскрементов копрофагов.

Подзолистый горизонт (A_2) по микроморфологии можно подразделить на два подгоризонта. Слой, примыкающий к подстилке, включает в себя компоненты органического вещества, свойственные гумусовому подгоризонту A_{OH} , но они распределены между зёрнами минералов и постепенно исчезают с глубиной. Органическое вещество здесь представлено остатками корней, экскрементами мезофауны и продуктами их разложения, комочками аморфного гумуса, редкими гифами и склероциями грибов. Вокруг зёрен минералов, почти равномерно их обволакивая, наблюдаются очень тонкие пленки светлоокрашенного бурого тонкодисперсного гумуса и железисто-органической плазмы. В нижней части подзолистого горизонта минеральная часть абсолютно доминирует. Корневые остатки и грибные гифы очень редки. Между зёрнами кварца встречаются отдельные копролиты, более крупные, чем в подстилке (Isopoda и личинок жуков). Зерна минералов плотно упакованы. Вокруг них просматривается светло-бурая очень тонкая пленка тонкодисперсного гумуса.

Строение гор A_2 : верхняя часть минерального профиля (2–3 см) включает органическое вещество в микроформах, свойственных A_{OH} , которые распределены между рыхлосложенными зёрнами минералов, составляющих более 80% объема горизонта. С глубиной сложение зёрен минералов уплотняется. Корневые остатки и грибные гифы становятся очень редкими. Единично встречаются копролиты личинок жуков, более крупных размеров, чем в A_{OH} . Тонкодисперсный гумус тонкой светло-бурой пленкой просматривается вокруг части минералов. Абсолютно доминирует минеральный скелет.

Иллювиальный горизонт (B) исследуемых почв является гумусо-иллювиальным. Количество органического вещества в нем заметно возрастает. Доминирует тонкодисперсный гумус и гумусо-железистая плазма, заполняющие стыки минералов, обволакивая их, утолщаясь в трещинах. Диффузная форма гумуса превалирует, но встречаются и отдельные сгустки бурого цвета разной степени компактности. Редко встречаются корневые остатки, покрытые гифами грибов, экскременты личинок жуков и куколки. Микроформы гумуса и характер его распределения натечные.

Строение гор. B: резко доминирует минеральный скелет с плотной упа-

ковкой песчаных зерен. Зерна минералов окружены пленкой дисперсного гумуса и гумусо-железистой плазмы. Толщина пленки неодинакова, утолщение наблюдается сверху, на неровных контактах и трещинах (до 60 мкм). Корневые остатки с гифами грибов и копролиты очень редки. Органическая и органично-минеральная плазма составляет не более 5–10% объема горизонта.

МОРФОЛОГИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДЕРНОВО-СКРЫТОПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ

На склонах холмов, вершинах и склонах камов под ельниками-кисличниками формируются почвы, отличающиеся по морфологии от слабоподзолистых почв под сосняками бруснично-зеленомоховыми.

Макроморфология. Подстилка рассматриваемых почв имеет почти вдвое меньшую биомассу по сравнению со слабоподзолистыми и иной структурный состав ее листового слоя. Хвоя в нем составляет до 70%, ветви до 20%, на все остальные фракции остается около 10%. Подстилка отчетливо подразделяется лишь на два подгоризонта: A_{OL} и нижележащий слой, который мы обозначаем $A_{O(F+N)}$, так как провести разделение последних очень трудно. Под подстилкой находится перегнойно-аккумулятивный горизонт мощностью до 14 см. Ниже залегают бурые и красно-бурые горизонты разной интенсивности окраски и плотности, которые можно подразделить на B_1 и B_2 . Подзолистый горизонт в профиле морфологически, как правило, не выражен. По внешнему облику и сочетанию горизонтов описываемые почвы имеют много общего с бурыми лесными. Однако химические свойства, прежде всего распределение по профилю подвижных компонентов (кремнекислоты и полуторных окислов), свидетельствуют о наличии дифференциации почвенного профиля по типу дерново-подзолистых почв, что подтверждает и комплекс биодиагностических показателей. Они определены как дерново-скрытоподзолистые пылевато-супесчаные на песчаной смешанной морене.

Л и с т в о в о й с л о й (A_{OL}) — это рыхлый слой мощностью до 2 см, состоит преимущественно из неразложившейся и слаборазложившейся хвои от желтого до желто-бурого цвета и неразложившихся обломков ветвей и шишек. Все растительные компоненты сохранили отчетливую морфологическую структуру. Встречаются обломки панциря моллюсков и хитиновые покровы насекомых.

Ф е р м е н т а т и в н о - г у м у с о в ы й с л о й ($A_{O(F+N)}$) — бурый уплотненный слой подстилки мощностью до 2 см, имеющий вдвое большую массу, чем вышележащий слой. Он состоит из полу- и сильноразложившихся растительных остатков, густо переплетенных гифами грибов. Темно-коричневая аморфная масса нижней части слоя сильно обогащена минеральными компонентами. Встречаются корни травянистых растений.

П е р е г н о й н о - а к к у м у л я т и в н ы й г о р и з о н т (A_1) — буровато-темно-серый, мощностью 12–14 см, мелкокомковатый, пронизан корнями травянистых растений. Наряду с гумусированными комковатыми отдельностями встречаются отмытые минеральные зерна.

И л л ю в и а л ь н ы е г о р и з о н т ы (B_1 и B_2) — бурые и красно-

бурые песчаные, бесструктурные, с большим количеством валунов и щебня, в том числе карбонатных. Встречаются корни и корневые отчатки.

Микро- и субмикроморфология показывает следующее.

Листовой слой подстилки ельника-кисличника состоит из слабо-разложившейся хвои ели от желтого до желто-бурого цвета. Поверхностные ткани хвои местами повреждены, имеют трещины и каверны, почерневшую локально поверхность под воздействием микроорганизмов. На поверхности хвоинок видны сплетения гифов грибов (рис. 2). Клеточное строение эпидермальных тканей отчетливое, хорошо сохранившееся. На поперечном срезе можно видеть цепочки радиально направленных клеток с частичным сохранением паренхимы и хлоренхимы вблизи клеточных стенок. Отчетливы проводящие пучки в центральной части. Однако местами можно видеть потемнение и сгустки дисперсного гумуса светло-бурого цвета, размером 0,05 мм.

Внутри многих хвоинок на месте паренхимы и хлоренхимы находятся мелкие шарообразные и эллипсоидной формы экскременты клещей, единичные и в виде скоплений.

Остатки травянистых растений более трансформированы, в полуразложившемся состоянии клеточное строение тканей сохранено лишь частично, преимущественно у злаков и осок. Около сохранившегося эпидермиса локально видны обрывки мягких тканей. Степень разложения уменьшается от травянистых растений к хвое, ветвям, коре и шишкам.

Между растительными остатками в листовом слое встречаются экскременты беспозвоночных разной величины и формы из рыхлых и плотно упакованных растительных тканей, частично сохранивших клеточную структуру (например, личинок Diptera, личинок жуков и многоножек). В листовом слое начинают встречаться более гомогенные с включением минералов экскременты энхитреид и более крупные единичные и сплывшиеся экскременты дождевых червей.

Строение A_0Z : неразложившаяся и слабо-разложившаяся хвоя ели составляет основу слоя (до 70%). Дополняют ее остатки трав и листовой опад кустарников в полуразложившемся состоянии, остатки ветвей, коры, шишек в неразложившемся или слабо-разложившемся виде. Количество грибной массы меньше, чем в аналогичном слое сосняка, а следов общей микробной массы больше. Количество и разнообразие экскрементов больше, чем в гор A_0Z слабоподзолистой почвы. Доминируют экскременты фитофагов. Степень их гумификации различна.

Ферментативный слой подстилки состоит из полуразложившейся хвои от бурого до темно-бурого цвета. Клеточное строение тканей отчетливое, но хлоренхима и ксилема не сохранились, а склеренхима и эпидермис сохранились не всюду. К клеточным стенкам примыкает желто-бурая плазма, которая частично заполняет образовавшиеся пустоты. Ткани остатков трав находятся в состоянии более глубокого разложения, чем хвоя. Клеточное строение тканей сильно нарушено. Не различаются ни флоэма, ни эпидермис, но следы клеток, заполненных аморфным дисперсным гумусом желто-бурого и бурого цвета, сохраняются. Возможно, это объясняется образованием рыхлых сгустков дисперсного гумусированного материала на месте клеток растительной ткани.

Ветви, шишки и кора слабо затронуты разложением. Идет их измель-

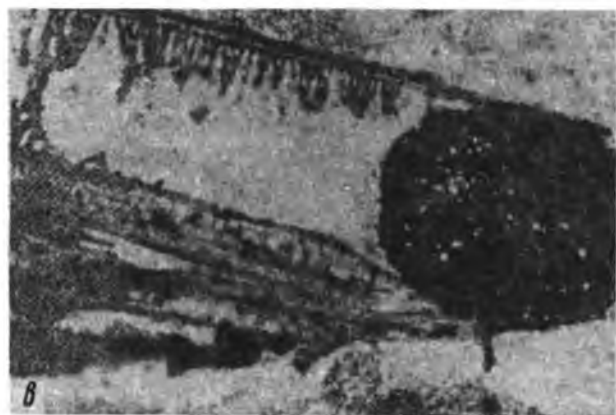
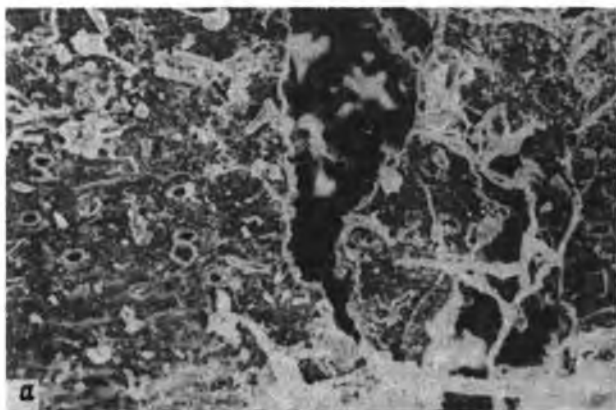
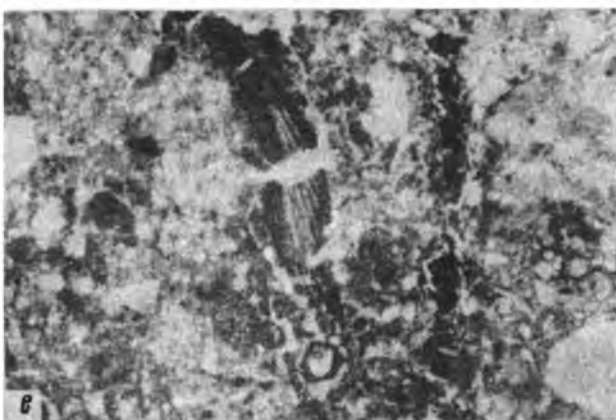
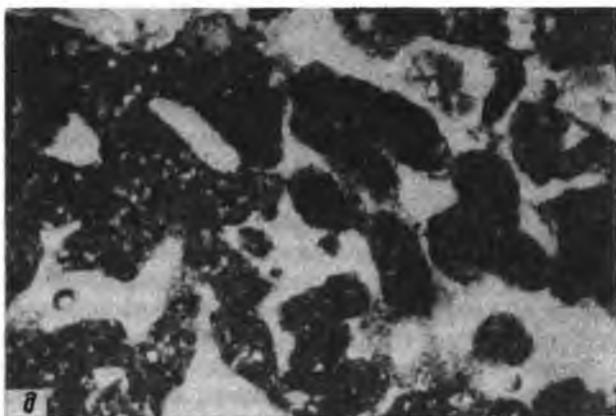
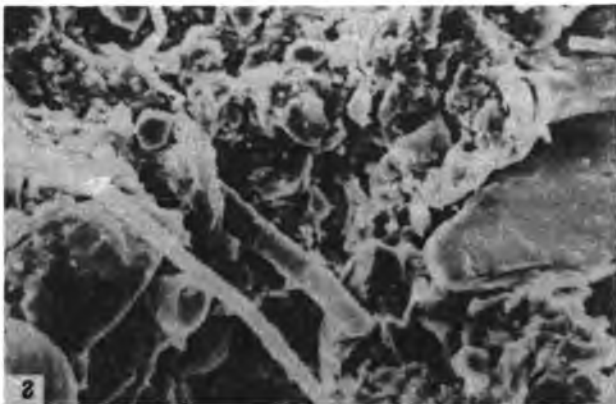


Рис. 2. Формы органического вещества дерново-скрытоподзолистой почвы ельника-кисличника

а – АО_L, каверна в хвое ели с гифами грибов на поверхности, X 300, РЭМ; *б* – АО_L, поперечный срез полуразложившейся хвои ели, видны цепочки клеточных стенок, ув. 9 X 8; *в* – АО(F+H), полуразложившаяся хвоя ели с грибным телом внутри,



внутренние ткани разрушены, сохранилась бахрома клеточных стенок у эпидермиса, ув. 9 X 8; 2 - $A_0(F+N)$, переплетение грибных гифов на растительных остатках, X 300, РЭМ; 3 - A_1 , экскременты дождевых червей, ув. 9 X 8; 4 - A_1 , локально концентрированный гумус и сгустки органо-минеральных соединений, в центре - полуразложившийся растительный остаток, ув. 9 X 8

чение, но сохраняется анатомическая структура стойких тканей: склеренхимы, эпидермиса, коры.

В разрушении растительных тканей заметна роль микромицетов и бактерий, что проявляется в почернении поверхности тканей. Внутри хвоинок видны плодовые тела и гифы грибов. Поверхность хвои покрыта слоем гифов. В разрушении хвои и других растительных остатков принимают участие клещи, выедающие внутри хвои хлоренхимные ткани и оставляющие на их месте экскременты. Между растительными остатками много гумифицированных черных экскрементов неправильных, иногда округленных очертаний, по-видимому, принадлежащих коллеболам (размер их от 0,08 до 0,15 мкм). Они образуют небольшие скопления. Встречаются также экскременты темно-бурого цвета, размером 20–30 мкм, принадлежащие энхитреидам. Экскременты диплопод бурой окраски, овальные, длиной до 1 мм, состоят из размельченных растительных тканей, частично сохраняющих анизотропию клеток, с вкраплениями минералов. Встречаются также овальные буровато-черные экскременты размером 0,2–0,3 мм в диаметре, принадлежащие копрофагам.

С глубиной, ближе к минеральному профилю уменьшается количество крупных растительных остатков, возрастает количество обрывков растительных тканей и сильно разложившейся органической массы от коричневого до темно-серого цвета. Растительные остатки расчленены на мелкие частицы, соседствующие со сгустками темноокрашенного тонкодисперсного гумуса, рыхлыми и компактными. В рыхлых сгустках тонкодисперсного гумуса различаются темноокрашенные уплотнения, очевидно, вместе с замаскированной гумусом глиной, т. е. глинисто-органическая плазма. Тонкодисперсный гумус, частично слипаясь с зернами скелета, образует агрегаты неправильной формы (близкой к овальной и округлой, размерами до 0,7 мм). Основная часть зерен скелета лежит вне агрегатов. Агрегаты в отраженном свете имеют в основном охристую окраску от присутствия в них окислов железа, но значительны участки черного цвета, состоящие из сгустков тонкодисперсного гумуса.

Возрастает и количество, и разнообразие экскрементов и копролитов. Окраска их разнообразна, от темно-бурой до черной в зависимости от степени гумификации. Экскременты размером от 0,02 до 0,5 мм имеют преимущественно неправильную форму и состоят из плотно- и рыхлоупакованных растительных остатков, т. е. это выбросы фитофагов. Мелкие копролиты разрозненно и скоплениями встречаются как внутри растительных обломков, так и вне их. Много экскрементов с минеральными включениями овальной формы, размером до 0,7 мм, принадлежащих лямбрицидам.

В отдельных наземных растительных остатках и на них находятся скопления темноокрашенных мелких эллипсоидной формы экскрементов клещей.

Строение $A_{O(F+N)}$: полуразложившиеся и сильно разложившиеся растительные остатки с экскрементами беспозвоночных внутри них и между ними сосуществуют со сгустками тонкодисперсного гумуса и глинисто-органической плазмы. Тонкодисперсный гумус связывает зерна скелета в агрегаты. Часть зерен минералов лежит вне агрегатов. Ближе к минеральному профилю возрастает количество гумусированного материала,

увеличивается разнообразие форм и окраски экскрементов. Возрастает доля выбросов копрофагов и уменьшается роль экскрементов фитофагов. Много корней растений, преимущественно тонких, живых и мертвых, разной стадии разложения.

Перегнойно-аккумулятивный горизонт (A_1) представлен разными формами органического вещества. Углубления на поверхности рыхло расположенных зерен кварца и калиевых полевых шпатов, большей частью пелитизированных, заполнены сгустками темного тонкодисперсного гумуса. Поверхность минералов покрыта органо-железистыми пленками. Пленки тонкодисперсного гумуса, гумусо-железистой плазмы и органо-глинистого материала имеют толщину от 2 до 20 мкм, часто изотропны. В отраженном свете пленки имеют бурую, частично окристую окраску от присутствующих как в виде узора, так и мелких глобул окислов железа. Железоорганическая плазма, помимо пленок, имеет форму рыхлых сгустков.

В гор. A_1 также встречаются агрегаты, подобные таковым в $A_{O(F+N)}$, состоящие из рыхлых и компактных сгустков тонкодисперсного гумуса и органо-железистой плазмы. В некоторых сгустках гумусовой плазмы можно различить грибную псевдоткань. Гифы грибов можно видеть вблизи и на поверхности растительных остатков. Гифы грибов покрывают почерневшую кору разлагающихся корней.

Среди растительных остатков преобладают корни разной стадии разложения. Некоторые из них сохраняют двойное лучепреломление клеточных стенок в центральной части (проводящих пучков) и эпидермальном слое. Кора в виде почерневшего кольца часто отделяется от корня. Внутренние части сильноразложившихся тканей корня имеют бурую окраску, гумифицированные участки превратились в сгустки темноокрашенного дисперсного гумуса. Многие растительные остатки разделены узкими пустотами на удлиненные темноокрашенные обрывки. Обугленные остатки корней сохранились в пустотах после корня. Среди растительных остатков часты мелкие округлые темноокрашенные экскременты энхитреид, как единичные, так и сплывшиеся. Экскременты часто соседствуют с гифами грибов и их обрывками.

Зерна минералов органической и органо-железистой плазмой соединены в агрегаты разной величины. Крупные зерна полевых шпатов, покрытые пленками тонкодисперсного гумуса или гумусо-железистой пленкой, существуют вне агрегатов. Вне агрегатов можно видеть и отмытые зерна кварца, дисперсный гумус у которых встречается в углублениях, раковинных изломах.

Между минералами и растительными остатками можно видеть колонии микроорганизмов, споры и гифы грибов. Между агрегатами, отдельными минералами, по ходам беспозвоночных и корневым порам расположены экскременты беспозвоночных.

Здесь можно видеть выбросы как фитофагов, так и копрофагов. Среди первых рыхлые и компактные агрегаты меньших размеров, чем в $A_{O(F+N)}$, но сложенные растительными остатками бурого и буро-серого цвета, часто сверху покрытые дисперсным гумусом темно-серого цвета. Это экскременты личинок жуков и личинок двукрылых. Вместе с ними в пустотах встречается много экскрементов, наряду с органическим ве-

ществом включающих минеральные компоненты. Это крупные копролиты дождевых червей, которых в этом горизонте встречается больше, чем в выше- и ниже лежащих горизонтах. Они находятся на разной стадии разложения. Есть хорошо морфологически оформленные копролиты бациллоцилиндрической формы, единичные и соединенные в цепочки. Есть копролиты, сплывшиеся в агрегаты. Часть копролитов разрыхлена энхитреидами, чьи мелкие гумусированные экскременты с вкраплениями тонких обломков минералов можно видеть внутри копролитов дождевых червей и других беспозвоночных. Часто копролиты разных видов беспозвоночных и разной степени гумификации соседствуют друг с другом. Обычно они скапливаются в порах мелкообломочного минерального материала и по пустотам органического происхождения.

Строение гор. А₁: органические и органо-минеральные микроформы занимают 15–20% объема горизонта. Доминирует минеральная основа. Абсолютное большинство зерен минералов покрыто пленками тонкодисперсного гумуса, органо-железистой плазмы (до 20 мкм) и их сгустками, рыхлыми и уплотненными. Дисперсный гумус и органо-железистая плазма заполняют трещины в минералах. Многие обломки минералов органической и органо-железистой плазмой соединены в агрегаты. Гифы грибов и колонии микроорганизмов менее распространены, чем в подстилке; распространение их неравномерное, приуроченное к растительным остаткам корней. Корни от свежих и слабо разложившихся до обугленных приурочены к порам и корневым пустотам. Между минералами, агрегатами и растительными остатками много копролитов. Доминируют копролиты дождевых червей; встречаются экскременты энхитреид, личинок жуков и личинок двухкрылых.

И л л ю в и а л ь н ы й г о р и з о н т представлен меньшим разнообразием органоформ и меньшим их абсолютным содержанием. Горизонт сложен преимущественно минеральным скелетом: песчаными зернами разных размеров, включенными в ожелезненную мелкозернистую плазму.

Растительные остатки единичны, степень их разложения различна, от слабо- до сильно разложившихся. По краям многих пор видны натёки черно-бурой глины, ожелезненной и обогащенной диффузным тонкодисперсным гумусом. Глинисто-органические натёки встречаются также плотно включенными в основу, где они в значительной мере разрушены, не имеют четких границ. В натёках пор также обнаруживаются признаки старения (трещины, разломы, ослабление оптической ориентировки). Гумус входит в состав глинистых натёков в тонкодисперсном виде. Встречаются редкие хлопьевидные выделения железисто-гумусовой плазмы. Обнаруживаются отдельные очень плотные органо-железистые марганцевые нодулы (до 2 мм в диаметре), ровных очертаний, иногда включающие немногочисленные зерна скелета. Оптическая ориентировка глины различна – от крапчатой, чешуйчато-волокнистой до поровой и короткоструйчатой. Пory изолированные, неправильных очертаний.

Корневых остатков в слое мало, корневые ходы редки. Гифы грибов единичны, приурочены в основном к ходам корней и корневым остаткам. На поверхности органо-минеральной плазмы можно видеть единичные клетки дрожжей.

Экскременты беспозвоночных редки, но встречаются как экскременты

фитофагов, так и копрофагов. Это вышеописанные экскременты личинок жуков, дождевых червей и энхитреид.

Строение гор. В: органические и органо-минеральные формы составляют 10–15% объема горизонта. Главным образом это тонкодисперсный гумус в виде натеков, пленок и рыхлых сгустков в соединении с железом и глиной. Вокруг крупных минералов кварца и полевых шпатов и между осколками минералов находятся скопления плотных мелких, четко оформленных органо-железисто-марганцовых нодулей. Корневых остатков мало. Гифы грибов и дрожжевые клетки единичны, приурочены в основном к ходам корней и корневым остаткам. Экскременты позвоночных редки, имеют разные формы и размеры.

Сравнительный анализ морфологии органо-профилей слабоподзолистой и дерново-скрытоподзолистой лесных почв позволил вскрыть их сходные и различные черты.

Сходство проявляется в следующем:

Процесс трансформации наземного растительного опада начинается в филлосфере. Опад поступает в подстилку с сопутствующей дрожжевой и грибной микрофлорой. В подстилке он заселяется подстилочно-почвенными видами микроорганизмов и беспозвоночных животных. Некоторые виды сапрофагов в подстилке сосняка и ельника общие. В подстилке идет процесс трансформации растительных остатков, который проявляется в одновременном существовании разнообразных по происхождению и свойствам форм органического вещества. Стадии процессов трансформации органических остатков имеют много общего.

В формировании органо-профиля лесных почв подзолистого типа наряду с процессами трансформации органических остатков и гумификации на месте существенную роль играют мигрирующие формы органического вещества: диффузный гумус, органо-железистая и органо-глинистая плазма, формирующие пленки и натеки в более глубоких горизонтах.

Различие проявляется в следующем:

Эктомегаформа органического вещества слабоподзолистой почвы отчетливо делится на листовую, ферментативный и гумусовый слой, а дерново-скрытоподзолистой — на листовую и ферментативный. Гумусовый слой смешан с минеральной частью почвы. В профиле дерново-скрытоподзолистой почвы отчетливо развит перегнойно-аккумулятивный горизонт. Гумусовый профиль слабоподзолистых почв имеет гумусо-иллювиальный горизонт.

Подземная часть травяно-кустарникового яруса, живая и отмершая, в слабоподзолистых почвах распределена преимущественно в подстилке, в дерново-скрытоподзолистых почвах — и в перегнойно-аккумулятивном горизонте.

Разнообразие микроформ органического вещества, таких, как сильно-разложившиеся растительные остатки, в том числе и подземные, грибной мицелий, колонии микроорганизмов, экскременты и копролиты беспозвоночных животных, как фитосапрофагов, так и копрофагов, тонкодисперсный гумус и органо-минеральные соединения, насыщенность ими подстилки и подподстилочного горизонта в несколько раз выше в дерново-скрытоподзолистых почвах по сравнению со слабоподзолистыми.

Резкое доминирование напочвенных растительных остатков на первых

стадиях разложения и обедненность корневыми остатками, особенно широкотравных, свойственно слабоподзолистым почвам.

Органофильный дерново-скрытоподзолистый почвенный профиль характеризуется более тесной связью органического вещества с минеральными компонентами профиля, более ярко выраженной и более мощной гумусо-аккумулятивной толщей по сравнению с таковой слабоподзолистой почвы.

Более активно развитые процессы миграции и выноса органического вещества из подстилки слабоподзолистых песчаных почв обуславливают развитие в них железисто-гумусо-иллювиального горизонта.

По общему облику органофильный слабоподзолистый почвенный профиль представляет собой тип "мор", а дерново-скрытоподзолистый почвенный профиль — тип "модер".

ЛИТЕРАТУРА

Герасимова М.И. Мезо- и микроморфология дерново-палеоподзолистых почв Валдайской возвышенности. — Почвоведение, 1978, № 10.

Гришина Л.А., Бородаенко Н.Н. Некоторые свойства гумусовых кислот почв Валдайского стационара. — В кн.: Почвы и продуктивность растительных сообществ. М.: Изд-во МГУ, 1979, вып. 4.

Гришина Л.А., Владыченский А.С. Опад и подстилка хвойных лесов Валдая. — В кн.: Почвы и продуктивность растительных сообществ. М.: Изд-во МГУ, 1979, вып. 4.

Корнблюм Э.А. Основные уровни морфологической организации почвенной массы. — Почвоведение, 1975, № 9.

Рожнова Т.А. К изучению микроморфологии лесных подзолистых почв на суглинистых и песчаных породах. — Лесоведение, 1969, № 5.

Рожнова Т.А., Пантюхин А.И. Микроморфология дерново-подзолистых почв в различных условиях их формирования. — В кн.: Биогеохимические процессы в подзолистых почвах. Л.: Наука, 1972.

Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М.: Наука, 1977.

Ярилова Е.А., Рубилина Н.Е. Микроморфология дерново-подзолистых почв на морене и покровных суглинках. — Почвоведение. — 1975, № 6.

Babel U. Gliederung und Beschreibung des Humusprofils in mitteleuropäischer Wälder. — Geoderma, 1971, vol. 5, N 2.

Babel U. Micromorphology of soil organic matter. — In: Soil components. B. etc., 1975. Vol. 1.

Bal L. Morphological investigation in two moder-humus profiles and the role of the soil fauna in their genesis. — Geoderma, 1970, vol. 4, N 1.

Bal L. Micromorphological analysis of soils. Utrecht: Univ., 1973.

Barratt B.C. Differences in humus forms and their microfibrils induced by long-term topdressings in hayfields. — Geoderma, 1967. Vol. 1. N 1.

Eimes C. Waldbauliche Forschungen und Betrachtungen. B., 1875.

Hundeshagen J.C. Die Bodenkunden in land- und fortwirtschaftlicher Beziehung. Tübingen, 1830.

Kubienski W. The soils of Europe. L., 1953.

Mraz K. Lesní humusové formy. — Pr. VULHM, 1973, sv. 43.

Müller P.E. Studien über die natürlichen Humusformen. B.: Springer-Verl., 1887.

Ramann E. Bodenkunde. B., 1905.

Senichak S. Moss mites as indicator of the biological properties of forest humus. — In: The Humus of forest soils. Torun, 1979.

ИЗУЧЕНИЕ МОРФОЛОГИИ ЛЕГКО- И ТРУДНОРАСТВОРИМЫХ СОЛЕЙ И МИКРОСТРОЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

Т.В. Турсина, Е.И. Панкова, И.А. Ямнова

Изучение микроморфологии засоленных почв ведется недостаточно интенсивно. Это объясняется несколькими причинами. Во-первых, трудностью взятия ненарушенных образцов из рыхлых сыпучих горизонтов засоленных почв в поле; во-вторых, трудностью приготовления шлифов из рыхлых образцов; в-третьих, проблемой сохранения легкорастворимых солей в шлифах; в-четвертых, недостаточным опытом диагностики минералов легкорастворимых солей в шлифах и в иммерсионных жидкостях.

Наш первый опыт изучения микроморфологии засоленных почв (на примере солончаков Монголии, образцы Е.И. Панковой) показал, что один микроморфологический метод исследования недостаточен, необходимо непрерывное изучение морфологии, начиная с макроисследований и кончая субмикроскопическим изучением (Турсина и др., 1980).

Такой непрерывный и последовательный путь изучения почвенной массы засоленных почв необходим и связан со спецификой объекта: 1) засоление, а вернее, выпадение солей в твердой фазе, как ни один другой фактор почвообразования, активно изменяет исходное строение и сложение почвенной массы. Причем степень и химизм засоления могут существенно влиять на строение почвенных горизонтов и даже профиля в целом; 2) размер солевых новообразований часто выходит за рамки одной лишь микроморфологии. И только использование всех четырех этапов морфологических исследований (макро-, мезо-, микро- и субмикроморфологических) может дать полное представление обо всех видах солевых новообразований.

Кроме того, в процессе изучения морфологии почвенно-солевой массы мы пришли к выводу о необходимости использования всевозможных дополнительных методов и приборов, позволяющих уточнить природу солевых новообразований и охарактеризовать в деталях строение почвенно-солевой массы, а также выяснить минералогическую природу легко- и труднорастворимых солей и их влияние на строение почвенной массы.

В настоящее время характеристика легкорастворимых солей в почвах проводится главным образом по данным водной вытяжки путем связывания катионов и анионов в гипотетические соли. Прямые данные о минералогическом составе солевых образований в почвенной литературе встречаются значительно реже.

В работах И.И. Феофаровой (1940, 1950а, б, 1958а, б) даны первые основополагающие сведения о минералогической природе солей, встречаемых в почвах. Ею были предложены различные подходы выделения солей, разделение солевых объектов на фракции по удельным весам с помощью смеси неводных жидкостей (бромформа и ксилола), получение минералов солей из водной вытяжки или из смеси растворов солей заданной концент-

рации и определенного химизма после испарения. На основе применяемой методики И.И. Феофарова выделила четыре минералогические формы легкорастворимых солей: галит, тенардит, глауберит и астраханит в почвах Азербайджана и Средней Азии.

В последние годы наиболее активно работает в данном направлении профессор Ступс (Бельгия) с коллегами из разных стран. Ими опубликована серия статей по микроморфологии засоленных почв Египта, Ирака, Индии (Barzanji, Stoops, 1974; Hanna, Stoops, 1976; Sehgal, Stoops, 1972; Stoops, et al., 1977). Основное внимание в этих работах уделялось многообразию форм труднорастворимых солей (гипса и карбонатов). По легкорастворимым солям (галиту и тенардиту) имеются лишь отдельные указания на их встречаемость в некоторых поверхностных горизонтах почвенного профиля (Hanna, Stoops, 1976; Stoops et al., 1977).

Нами использовались как методы, предложенные И.И. Феофаровой и Ступсом, так и весь комплекс морфологических методов с привлечением микрохимических, минералогических (Яржемский, 1966) и кристаллографических методов (Бетехгин, 1951; Преображенский, Саркисян, 1954), а также современной приборной техники (Добровольский, Шоба, 1978). Одновременно была разработана технология приготовления специальных шлифов с сохранением целостности микростроения рыхлых засоленных горизонтов и кристаллов легкорастворимых солей. Шлифы готовились при низкотемпературном проваривании с бальзамом или без проварки путем пропитывания образца в условиях вакуума и давления.

Исходя из всего вышеизложенного, была разработана следующая программа исследований.

I этап. Подробное макроморфологическое изучение в поле при естественной влажности всех солевых концентраций; выявление характера неоднородности почвенной массы и подробное описание строения как всех горизонтов по профилю, так и неоднородных по строению участков внутри горизонтов; детальное взятие образцов для дальнейших исследований (образцов ненарушенного сложения и образцов с сохранением естественной влажности); фотографирование или зарисовка элементов макростроения в разрезе; проведение качественных химических реакций на основные катионы и анионы для определения состава крупных солевых концентраций (в корках, друзах, пятнах и т. д.).

II этап. Мезоморфологическое изучение образцов под биноклем (в диапазоне увеличений от 8–10 до 70–100) и выявление специфики строения на субгоризонтном структурном уровне, диагностика солевых образований, определение их размеров, формы, приуроченности к определенным элементам мезостроения.

На данном этапе обследования могут быть выделены и диагностированы отдельные кристаллы, друзы, агрегаты и скопления солей размером от 0,025 мм и крупнее. При этом больший акцент делается на изучение строения порового пространства, поверхности педов и связанных с ними новообразований. Кроме того, проводится препарирование солевых образований для дальнейшего исследования с помощью иммерсионного метода, а при необходимости — фракционирование солей с помощью воды и неводных жидкостей для последующей диагностики в иммерсионных жидкостях. На данном этапе исследования проводится отбор образ-

цов для приготовления шлифов с учетом неоднородности строения на мезоуровне.

III этап. На микроморфологическом уровне почвенная масса и соли исследуются в специально приготовленных шлифах в диапазоне увеличений от 70–100 до 200–500. В шлифах исследуется тонкий срез почвы, позволяющий получить дополнительные данные о характере микроагрегированности, взаимном расположении плазмы и скелета, особенностях строения порового пространства, о характере солевых агрегатов и их относительном расположении по отношению к основной массе, педам, порам, а также позволяющий провести оптическую диагностику отдельных минералов солей. Уточнение химического и минералогического состава солей проводится в непокрытых шлифах с помощью микрохимических реакций и иммерсионных жидкостей. Кроме того, уточняется минералогическая природа солей, выделенных при мезоморфологических исследованиях.

IV этап. Субмикроморфологическое исследование с помощью электронных сканирующих микроскопов и рентгеновских микроанализаторов. Диапазон увеличений от 200–400 до нескольких тысяч. В наших исследованиях использовались растровые электронные микроскопы HSM-2A, GSM-35, TESLA и рентгеновские микроанализаторы Camebax и Кевекс-5000. При таких увеличениях удастся охарактеризовать детали микростроения плазмы солевых и карбонатных горизонтов, мельчайшие агрегаты (домены) глинистых частиц в различных по степени и химизму засоления горизонтах, распределение тончайших и мельчайших кристаллов солей относительно элементов микростроения (агрегатов, пор, зерен минералов, растительных остатков и новообразований); определить (на качественном уровне) химизм в любой заданной точке и индивидуальную минералогическую природу солей на основе морфологии кристаллов. Предполагалось, что в процессе реализации этой программы каждый этап изучения позволит: 1) ответить на вопросы, поставленные и не решенные на предыдущих этапах; 2) ответить на вопросы, возникающие на данном этапе, и 3) поставить вопросы для решения на последующих этапах. В результате окажется возможным изучить объект на всех уровнях структурной организации с помощью комплекса сопряженных морфологических, морфохимических и морфоминералогических методов, и на этой основе вскрыть природу и характер засоления почв, а также характер и генезис самих солевых образований.

Исследование проводилось на примере двух гидроморфных солончаков Монголии, имеющих высокую степень засоления и различающихся по характеру засоления (сульфатное и сульфатно-хлоридное).

Почвы сформированы на карбонатных лёссовидных суглинках, грунтовые воды слабоминерализованные, сульфатно-натриевого или сульфатно-кальциево-натриевого состава, глубина залегания грунтовых вод 2 м.

Отличительными особенностями соленакопления являются:

1. Концентрирование основной массы солей в верхних 20–25 см (табл. 1). Здесь сосредоточено 80–90% солей от общего их содержания в 2-метровом слое.

2. Ниже по профилю содержание солей резко падает с 60% (в случае сульфатного засоления) или с 25% (в случае сульфатно-хлоридного за-

Т а б л и ц а

Характеристика засоления гидроморфных солончаков

Глубина, см	Плотный остаток, %	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	CaSO ₄ × 2H ₂ O	CO ₂ карбонатов
		% / 100 г почвы									%
Солончак сульфатно-хлоридный (разр. 4)											
0-2	18,6	0,02	0,09	7,24	5,46	0,24	0,22	6,44	0,12	Не опр.	1,20
2-7	14,3	Нет	0,03	3,73	5,12	0,47	0,09	4,14	0,15	1,70	0,90
7-12	25,4	"	0,02	7,75	8,11	0,37	0,06	8,42	0,09	10,30	0,90
12-25	4,6	"	0,02	0,90	1,90	0,25	0,46	1,12	0,05	7,80	1,50
25-50	3,1	"	0,02	0,60	1,38	0,27	0,23	0,64	0,08	8,80	2,70
50-85	1,4	"	0,04	0,31	0,58	0,03	0,007	0,48	0,02	0,70	4,30
85-100	0,2	"	0,06	0,03	0,06	0,004	0,001	0,06	0,002	0,04	1,00
100-135	0,2	"	0,05	0,02	0,05	0,004	0,001	0,04	0,001	0,07	3,80
135-150	0,1	"	0,06	0,02	0,03	0,01	0,003	0,03	0,02	0,20	4,80
150-200	0,3	"	0,05	0,07	0,10	0,01	0,004	0,06	0,30	0,30	6,70
200-250	0,2	"	0,05	0,04	0,07	0,01	0,003	0,04	0,01	0,40	5,50
Гр. вода, г/л	3,5	0,02	0,43	0,63	1,36	0,14	0,08	0,92	0,03	-	-
Солончак сульфатный (разр. 4б)											
0-3	5,6	0,003	0,06	1,15	2,45	0,50	0,06	1,16	0,08	12,80	3,70
3-10	51,9	0,03	0,35	2,27	31,20	1,14	0,05	14,64	0,80	16,00	2,40
10-20	62,8	0,02	0,10	0,57	40,90	0,51	0,04	18,87	0,30	19,70	2,20
20-40	2,1	Нет	0,04	0,19	1,14	0,23	0,03	0,27	0,16	33,10	3,40
40-80	1,9	"	0,01	0,20	1,09	0,25	0,02	0,24	0,13	25,10	4,50
80-90	1,6	"	0,02	0,12	0,95	0,25	0,02	0,16	0,07	39,00	7,50
90-140	0,6	"	0,04	0,10	0,24	0,03	0,004	0,11	0,07	0,50	10,30
150-190	0,2	"	0,01	0,04	0,12	0,01	0,02	0,02	0,02	0,30	9,10
Гр. вода, г/л	5,4	0,01	0,16	0,40	3,05	0,45	0,10	1,04	0,11	-	-

соления) в верхних 20 см до 2–4% на глубине 20–50 см и до долей процента во втором метре.

3. На поверхности образуется солевая корка, в которой резко возрастает содержание хлоридов. В корке хлоридов в 3–30 раз больше, чем в максимально засоленном горизонте.

4. Все соли в верхней максимально засоленной части профиля находятся в твердой фазе, концентрация почвенных растворов < 4 г/л.

5. Оба профиля имеют классический тип распределения солей, сверху вниз наблюдается смена следующих зон засоления: хлоридная, сульфат-натриевая, гипсовая, карбонатная.

6. При одинаковом уровне залегания грунтовых вод и одинаково низкой их минерализации (3,5–5,0 г/л) исследуемые разрезы заметно отличаются по содержанию солей в максимально засоленных горизонтах, причем степень засоления в обоих случаях очень высокая (25 и 60% — плотные остатки).

Полевое (макроморфологическое) исследование показало, что почвенный профиль заметно дифференцирован и эта дифференциация связана в основном с содержанием солей и влиянием солей на сложение. Были выявлены горизонты, абсолютно лишенные солей; горизонты, где соли выделялись в виде налетов, точек или прожилок, а также горизонты максимального концентрирования солей. Так, в корке, специфическом образовании гидроморфных солончаков, скоплений солей обнаружено не было. Подкорковый горизонт (3–10 см) — самый рыхлый и агрегированный в профиле — был выделен как солевой, сухой, белый, мучнистый. Нижележащий горизонт (10–20 см) — также солевой горизонт максимального скопления солей, приуроченный к верхней части капиллярной каймы. Но в отличие от горизонта 3–10 см его сложение плотное, крупные (0,5–1 см) кристаллы солей имеют стекловидный облик и горизонт кажется пронизанным битым стеклом. При подсыхании выступает белый налет мелкокристаллических солей. Несмотря на то что степень засоления этих двух горизонтов одного порядка (52 и 63% плотного остатка) и химизм засоления тот же — сульфатно-натриевый, по сложению они резко различны. Причину такого разного сложения двух засоленных горизонтов на этом этапе исследования установить не удалось.

Ниже по профилю в горизонте 40–80 см был выделен гипс в виде кремоватых прожилок и в горизонте 140–150 см — обилие плотных шоховых конкреций — новообразований карбонатов. Таким образом, полевое описание профиля обнаружило незначительное количество новообразований, связанных с труднорастворимыми солями — карбонатами и гипсом. Однако известно, что почва развивается на близких грунтовых водах, содержащих карбонат и сульфат кальция. Химические анализы также говорят о существенном содержании этих солей: карбонаты определены в количестве 2,5–10%, гипс — 13–39%. Чем объяснить расхождение между данными химического анализа и полевыми описаниями, также осталось не ясно.

Мезоморфологический этап исследований включает детальное описание почвенной массы и солевых новообразований.

Разрез 46. 0–1 см. (корка). Поверхность корки ровная, корка неоднородна по строению, состоит из двух частей: верхней более плотной и

расположенной под ней более рыхлой массы. Верхняя часть корки в разрезе толщиной 0,2–0,7 мм представляет собой скопление прозрачных крупнокристаллических солей почти без примеси тонкодисперсного материала, местами они рыхло упакованы, но чаще представляют собой монолитную массу с раковистым изломом. На поверхности этой монолитной корочки расположены мучнистые скопления мелкокристаллических (размер кристаллов < 0,025 мм) солей, образующих подобие "присыпки". Нижняя часть корки представляет собой рыхлую почвенную массу, состоящую из крупных зерен первичных минералов с небольшой примесью плазмы, а также солей следующих видов: 1) мелкокристаллической "присыпки" на поверхности зерен минералов; 2) агрегатов из чистых солей размером 0,1–0,7 мм; 3) редких друз прозрачных кристаллов, как бы языков верхней плотной корочки, сползающих ниже и вклинивающихся в основную, рыхлую часть корки.

1–3 см. Хорошо агрегированная однородная рыхлая почвенно-солевая масса. Горизонт максимально агрегирован по профилю. Пористость очень высокая, местами достигает 70%.

Спецификой этого горизонта является обилие растительных остатков, пропитанных солями.

Соли представлены следующими видами (в порядке убывания): 1) глинисто-солевыми агрегатами, 2) чисто солевыми агрегатами, состоящими из мелкокристаллических белых мучнистых солей размером от 0,2 до 2 мм; 3) белой мучнистой "присыпкой" на поверхности зерен минералов; 4) разными стадиями псевдоморфоз солей по растительным остаткам (солевые агрегаты сохраняют только внешнюю форму); 5) единичными прозрачными кристаллами неправильной (галита) и чечевицеобразной (гипс) формы.

3–10 см. Аналогичен по строению предыдущему горизонту, т. е. представляет собой гомогенную глинисто-солевую массу, рыхлую и агрегированную. Увеличивается содержание чисто солевых агрегатов, а глинисто-солевые агрегаты представляют собой основу почвенной массы.

Соли представлены следующими видами: 1) чисто солевыми агрегатами размером от 0,2 до 2 мм; 2) агрегатами из прозрачных кристаллов.

10–20 см. Очень специфический горизонт, представляет собой рыхлую рассыпающуюся белую солевую массу, состоящую из чисто солевых агрегатов с примесью плазменных агрегатов-островков. Отличается от содержащего такое же количество солей предыдущего палевого горизонта белым цветом. В поле горизонт имел плотное сложение, представлял собой скопление стекловидных кристаллов солей размером до 5 мм, на воздухе превратившихся в скопление рыхлых мучнистых солей. Произошла трансформация мирабилита $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$ в тенардит Na_2SO_4 .

Среди солей выделяются следующие виды: 1) крупные агрегаты мелких белых мучнистых кристаллов; 2) отдельные мучнистые кристаллы в виде насыпки, представляющие собой распавшиеся агрегаты (1); 3) "гнезда" прозрачных кристаллов гипса, как отдельных, так и собранных в ажурные скопления.

20–40 см. Подсолевой горизонт, содержание солей снижается до 2%. Характерными чертами строения являются: 1) увеличение плотности сложения и уменьшение пористости почвенной массы; 2) снижение аг-

регированности почвенной массы; 3) появление гипса в различных формах.

Гипс приурочен в основном к порам, но встречается и в основной массе. Он выделяется в виде крупных кристаллов ромбической или чечевицеобразной формы, рыхло сочлененных между собой. Мелкие гипсовые зерна — с глинистыми покрытиями разной толщины, редкие крупные зерна гипса (в порах) — без глинистых пленок. Соли встречаются в виде очень резких белых мучнистых агрегатов, но чаще в виде присыпки на поверхности плазменных агрегатов.

40—80 см. Слабоагрегированная (степень агрегированности та же, что и в предыдущем горизонте) глинисто-минеральная масса, состоящая из кристаллов и друз гипса, тонкодисперсного материала и зерен первичных минералов. Сложение и пористость аналогичны предыдущему горизонту. Специфика данного горизонта — обилие гипса, почвенная масса набита крупными стекловидными темно-желтыми кристаллами гипса. Отличительные черты (по сравнению с предыдущим горизонтом) следующие: 1) размер кристаллов гипса значительно крупнее (до 0,2—0,5 мм); 2) форма кристаллов — правильная чечевицеобразная, реже ромбическая; 3) часто встречаются друзы (в виде роз) размером от 0,5 до 1 мм; 4) кристаллы гипса лишены глинистых пленок.

Гипс приурочен к порам и к поверхности педов. На поверхности педов он выделяется чаще всего в виде белых пятен и прожилок (различаемых глазом), состоящих из скопления мелких прозрачных кристаллов. Редко встречаются белые мучнистые агрегаты солей.

80—90 см. Слабоагрегированная (степень агрегированности та же, что и в предыдущем горизонте) глинисто-минеральная масса, состоящая из тонкодисперсного материала, зерен минералов, друз и отдельных кристаллов гипса. В этом горизонте содержание гипса — максимальное по профилю. Гипс приурочен к порам и выделяется в виде как отдельных крупных (до 0,2—0,5 мм) чечевицеобразных кристаллов, так и (в основном) в виде друз. В основной массе гипс встречается редко.

Карбонаты обнаружены в виде пропитки общей массы. Микростяжений и конкреций карбонатов нет.

90—140 см. Глинисто-карбонатная монолитная масса, состоящая из тонкодисперсного материала, новообразований карбонатов, редких кристаллов гипса и зерен минералов. Отличается от предыдущего почти полным отсутствием гипса. Он встречается в виде отдельных кристаллов в общей массе. Сложение более плотное по сравнению с предыдущим горизонтом, пористость снижается.

Карбонаты присутствуют в виде стяжений ("снежная масса"), состоящих из очень мелких кристаллов. Кроме того, много карбонатов и в общей массе, она как бы пропитана ими. Также встречаются плотные, с трудом раздавливающиеся конкреции.

140—150 см. Аналогичная глинисто-карбонатная монолитная масса, белесая от карбонатов, отличающаяся еще большей плотностью и такой же низкой пористостью, цементирующая отдельные крупные (до 1 мм) кристаллы гипса (единичные) и зерна минералов.

Карбонаты представлены мелкими мучнистыми кристаллами, собранными в микростяжения, аналогичные стяжениям в предыдущем горизонте. Кроме того, карбонаты пропитывают общую массу. Встречаются шоховые конкреции.

Мезоморфологический этап исследований показал следующее.

1. Различное концентрирование солей и разный их минералогический состав существенно влияют на строение профиля, вызывая неоднородность в его строении. Были выделены горизонты и прослои концентрирования чистых солей (солевая корка и мирабилитовый горизонт, превратившийся в лабораторных условиях во вторичный тенардитовый горизонт); горизонты, изобилующие солевыми новообразованиями легко- и труднорастворимых солей, и горизонты, где содержание солевых аккумуляций низкое.

2. Сложение почвенной массы существенно зависит от количества солей, их минералогической природы и их влияния на глинистую и глинисто-карбонатную массу. Эта зависимость проявляется главным образом через различную агрегированность и характер строения порового пространства. Засоленные горизонты, в которых много солевых и глинисто-солевых агрегатов, отличаются значительно более крупными размерами агрегатов и высокой разнообразной пористостью по сравнению со слабозасоленными горизонтами, где агрегированность почвенной массы связана главным образом не с легкорастворимыми солями, а с наличием гипса и карбонатов.

Разное сложение двух соседних горизонтов с высоким (более 50%) содержанием Na_2SO_4 (разр. 46) связано с разными минералогическими формами кристаллизации сульфата натрия. Верхний рыхлый иссушенный и совершенно агрегированный сульфатный горизонт создается за счет кристаллизации тенардита и его влияния на внутригоризонтное распределение глинистой плазмы. Нижележащий горизонт, который испытывает некоторое подпитывание со стороны грунтовых вод, формируется за счет кристаллизации мирабилита (10-водный сульфат натрия), дающего плотную стекловидную солевую массу.

3. Солевые новообразования, диагностируемые на мезоморфологическом уровне, имеют разнообразный вид и различную приуроченность к элементам строения почвенной массы. Так, в подкорковых горизонтах, имеющих высокий процент грубоскелетного материала и высокую ажурную пористость, основная масса солевых новообразований представлена солевыми агрегатами из тенардита (разр. 46) и галита (разр. 4), сосредоточенными в основном в ими же создаваемых порах. Кроме того, здесь многочисленны мучнистые покрытия на поверхности крупных зерен минералов и фрагментов пород, а также разнообразные псевдоморфозы солей по растительным тканям.

В солевом первичном тенардитовом горизонте (разр. 46) количество приуроченных к порам солевых мучнистых агрегатов из мелкокристаллического тенардита заметно возрастает, но далеко не совпадает с количеством солей, определяемых химическими методами. Было высказано предположение, что основная масса солей сосредоточена в глинисто-солевых агрегатах, имеющих специфическое строение, когда соли оказываются замаскированными глинистыми пленками (что было диагностировано на следующем микроморфологическом этапе исследования в шлифах). Во втором солевом вторичном тенардитовом горизонте, состоящем из хрупких агрегатов солей и редких островков плазменных агрегатов, практически невозможно различить основную массу и новообразования. Вероятно, для такого случая правильнее считать все солевые новообразования данного горизонта основной массой.

В верхнем гипсовом горизонте новообразования представлены немногочисленными скоплениями мелких гипсовых кристаллов, одетых глинистыми пленками, по порам и в основной массе. Мезоморфологическое изучение выявило несоответствие между аналитически определенным гипсом и гипсом, обнаруженным под бинокляром, которое оказалось связанным со спецификой микроструктуры и было выявлено позднее в шлифах. В нижнем гипсовом горизонте скопления гипса, в основном приуроченные к порам, становятся более разнообразными и многочисленными. Кристаллы гипса значительно крупнее и лишены глинистых пленок, что указывает на иную природу кристаллизации гипса в капиллярно-увлажняемой части профиля. Вблизи зеркала грунтовых вод гипсовые новообразования исчезают, появляются редкие карбонатные стяжения.

4. Была показана разница в кристаллизации разных минералов солей: галит часто дает крупные агрегаты (до 1–2 мм) с рыхлой упаковкой крупных кристаллов и монолитные поверхностные корочки; агрегаты из первичного тенардита могут быть различной величины и всегда отличаются значительно более плотной упаковкой мелких кристаллов; агрегаты из вторичного тенардита значительно мельче, очень хрупкие и практически тут же рассыпаются на очень мелкие кристаллы неправильной формы.

5. В верхних горизонтах много растительных остатков разной степени разложения, по которым активно идет соленакопление с образованием солевых псевдоморфоз.

Микроморфологический уровень исследования показал, что строение верхних солевых горизонтов в основном зависит от количества легкорастворимых солей и их минералогической природы, а также от соотношения скелетного и плазменного материала. Подсолевые горизонты в микростроении частично наследуют породное микростроение, а частично микростроение средней части профиля определяется формами кристаллизации труднорастворимых солей (гипса и карбонатов).

Подкорковый горизонт (1–3 см) хорошо агрегирован, имеет высокую межагрегатную пористость ($> 60\%$). Почвенная масса состоит из: 1) хорошо окатанных зерен первичных минералов (размером 0,01–0,5 мм); 2) глинисто-карбонатных агрегатов (лёссовидного облика и размера); 3) глинисто-солевых агрегатов, состоящих из игловидно-ромбовидных мелких кристаллов солей и очень мелких глинисто-карбонатных агрегатов между кристаллами солей (размером 0,1–0,01 мм); 4) агрегатов из игловидно-ромбовидных солей, чаще приуроченных к крупным порам (размер $< 0,5$ мм); 5) чисто солевых агрегатов из таких же кристаллов солей, что и предыдущая группа, и покрытых тонкой глинистой пленкой (размер 0,5–0,1 мм); 6) зон скопления мелких игловидных и ромбовидных кристаллов гипса; 7) мелких редких друз гипса; 8) крупных редких растительных остатков; 9) очень редких псевдоморфоз солей по растительным тканям.

Соотношение и упаковка описанных компонентов микростроения могут быть очень разными в шлифе, но в целом это самый пористый и ажурный горизонт в профиле. Совершенство и разнообразие агрегатов, а также наличие зон с отдельными разрозненными кристаллами тенардита, глауберита и гипса являются основой микростроения данного горизонта.

Солевой горизонт 3–10 см. Глинисто-солевая плазма и зерна первичных минералов в значительной степени организованы в агрегаты. В сравнении с вышележащим горизонтом агрегация менее совершенная и менее разнообразная.

Почвенная масса представлена главным образом прозрачными солевыми агрегатами, состоящими из игловидно-ромбовидных кристаллов и покрытыми тонкими глинистыми пленками, и неясно агрегированной глинисто-карбонатной массой в виде мостиков между солевыми агрегатами. Кроме того, встречаются участки, где агрегация выражена хуже — это в основном солевая масса, состоящая из очень мелких кубических агрегатов с незначительным включением глинисто-карбонатных островков и зерен первичных минералов. Часто заметны солевые окаймления вокруг отдельных мелких пор — это солевые кутаны по мелким округлым порам, состоящие из мельчайших кубических кристаллов, и зоны россыпи мелких игловидных кристаллов (рис. 1, а).

Солевые агрегаты в данном горизонте встречаются в основном в четырех видах: агрегаты из игловидных кристаллов (тенардита), чаще вблизи крупных пор; агрегаты из игловидно-ромбовидных солей (глауберита) в основной массе; агрегаты из удлинено ромбовидных солей (гипса или глауберита, может быть — смеси) и агрегаты мелкоизометричных солей (гипса).

Спецификой строения данного горизонта являются: 1) организация солей в виде звездчато-пленочных агрегатов (рис. 1, в) размером 1–0,5 мм; 2) сосредоточение глинисто-карбонатной плазмы в виде пленок и мостиков вокруг и между солевых агрегатов.

В результате почвенно-солевая масса (солей ~ 50%) приобретает особое строение, при котором почти все солевые образования оказываются одетыми глинистыми одеждами. Такой тип строения почвенно-солевой массы, с одной стороны, характеризуется весьма совершенной агрегацией и высокой пористостью почвенной массы, а с другой стороны, блокирование солей глинистыми одеждами может послужить средством консервирования солей и существенно осложнить процесс рассоления горизонтов с подобным типом микростроения.

Особенностью микростроения горизонта является также довольно частое проявление оптической ориентировки глинистой плазмы, несмотря на высокую степень агрегированности почвенно-солевой массы и высокое содержание солей и карбонатов. Это, вероятно, связано с эффектом давления при формировании солевых новообразований. Вокругскелетная оптическая ориентировка глинистой плазмы особенно ярко выражена в зонах с повышенной концентрацией зерен первичных минералов (рис. 1, е).

Следующий солевой горизонт — 10–20 см. Превращение мирабилитового горизонта в лабораторных условиях в тенардитовый существенно изменило его исходное микростроение. Несмотря на заметное сходство данного горизонта с вышележащим по количеству сульфата натрия (50–60%), организация почвенно-солевой массы этих горизонтов существенно различается. Горизонт состоит из слабоагрегированных мелких кристаллов тенардита. Кристаллы имеют неправильную форму и очень рыхлую упаковку. Редко они бывают собраны в хризантемоподобные агрегаты, чаще это россыпи мелких кристаллов (рис. 1, б). Среди них гнездами встречаются

ромбовидные кристаллы гипса и редкие агрегаты мелких кубических солей, покрытые глинистыми пленками.

Глинистая плазма и зерна первичных минералов как островки вкраплены в массу мелких кристаллов тенардита и несколько более крупных кристаллов гипса. При формировании мирабилитового горизонта, превратившегося позднее в тенардитовый горизонт, плазменно-скелетная масса была раздвинута в основном вверх и вниз, а частично сохранилась в виде изолированных участков среди чистой солевой массы (составляя не более 20% от площади всего шлифа). Островки глинисто-карбонатной или глинисто-солевой массы агрегированы в крупные агрегаты и рыхло упакованы. Пористость в этих зонах заметно выше и поры крупнее. В основной массе поры представлены порами упаковки мелких кристаллов солей.

Подсолевой горизонт (первый гипсовый горизонт) — 20—40 см. Почвенная масса хорошо агрегирована и сильно обогащена кристаллами гипса. Гипс представлен в основном в виде разрозненных идиоморфных ромбовидных и веретенообразных кристаллов размером 0,01—0,1 мм. Почти каждый одиночный кристалл гипса составляет основу микроагрегата, т.е. кристаллы гипса оказываются окаймленными толстыми одеждами. Эти одежды зачастую обладают свойствами оптической ориентировки. Кроме одиночных кристаллов правильной формы, в центре глинистых агрегатов могут быть сдвоенные кристаллы, двойники и гипсовые агрегаты, имеющие вид калейдоскопов, или мелкозернистые гипсы. В отличие от перечисленных видов гипса по крупным порам или в зонах, примыкающих к крупным порам, образуются скопления-россыпи мелких кристаллов гипса и различные сростки крупных гипсидиоморфных или аллотриоморфных кристаллов без глинистых одежд (рис. 1, д). Последние виды гипса встречаются значительно реже и образуются за счет выпадения из почвенных растворов. Основная часть гипса, имеющая кристаллы идиоморфной формы и покрытая глинистыми одеждами, образуется, вероятно, за счет декарбонатизации глинисто-карбонатной плазмы, что четко диагностируется появлением оптической ориентировки у глинистой плазмы многих гипсово-глинистых агрегатов. Подобное же объяснение образования рассеянного идиоморфного гипса мы находим в работах И.И. Феофаровой.

Интересными особенностями строения кристаллического гипса являются также: зональное строение, показатель перерывов в процессе нарастания граней кристаллов и волокнистое строение — признак кристаллов полугидрата (бассанита). Причем чаще эти признаки прослеживаются у кристаллов или сростков кристаллов вблизи крупных пор, где создаются локальные условия попеременного иссушения или поступления растворов от зеркала грунтовых вод.

Среди россыпей мелких ромбовидных кристаллов гипса встречаются очень резкие игловидно-ромбовидные солевые агрегаты, которые составляют основу тенардитового солевого горизонта.

Второй гипсовый горизонт — 40—80 см. В этом горизонте содержание гипса снижается незначительно (25%), но при этом существенно изменяется микростроение горизонта, формы кристаллизации гипса и его распределение в основной массе. Агрегация почвенной массы выражена очень слабо, гипсово-глинистые агрегаты, характерные для вышележащего горизонта,

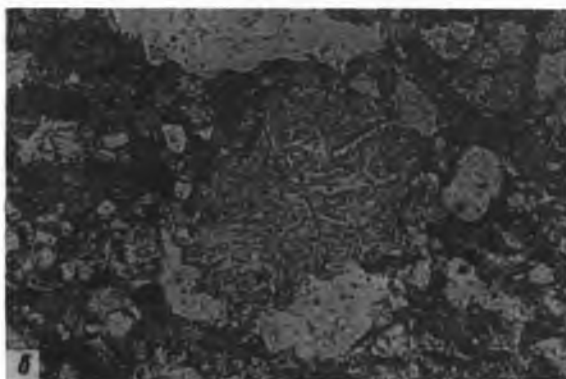
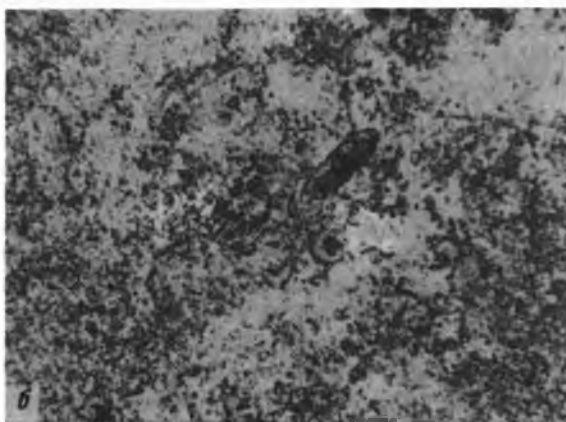
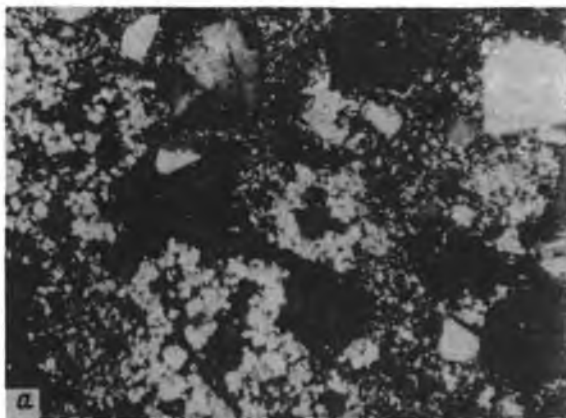
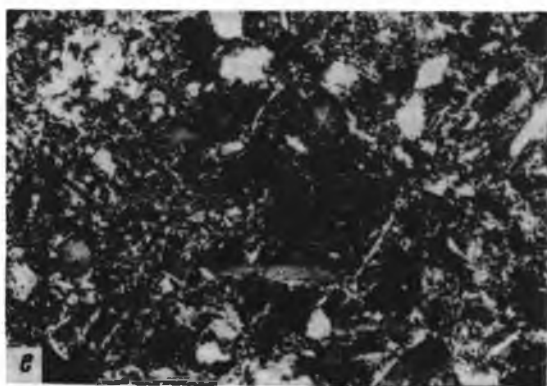
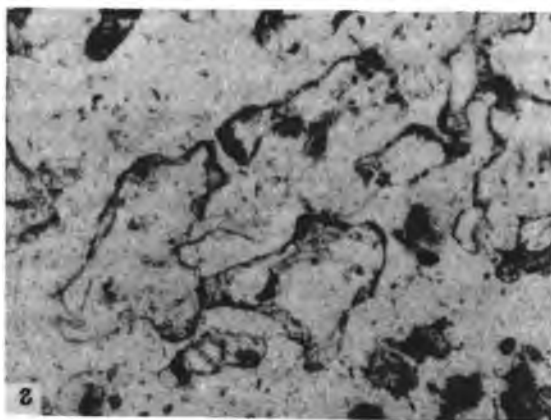


Рис. 1. Микрофотографии шлифов почв

a — скопление мелких кристаллов тенардита по мелким порам, X 64, ник. +; *б* — распределение мелких кристаллов тенардита и глинистые агрегаты в бывшем мирабилитовом горизонте, X 64, ник. !; *в* — звездчато-пленочный агрегат, X 64, ник. !; *г* —



кристаллы галита неправильной формы по крупным порам, X 64, ник. ||; 0 – агрегационная структура первого гипсового горизонта и сростки кристаллов гипса, X 64, ник. +; e – вокругскелетная оптическая ориентировка глинистой плазмы, X 64, ник. +

практически отсутствуют, распределение гипса в основной массе неравномерно. Характер пористости изменяется в сторону образования крупных разобщенных пор неправильной формы.

Основная форма гипса — скопления, россыпи кристаллов гипса в зонах вблизи крупных пор или в самих порах. Это в основном веретенообразные и сильно удлиненные мелкие кристаллы (размером $\sim 0,05-0,1$ мм), а также плохо выраженные кристаллы. Сrostки крупных кристаллов отсутствуют; вероятно, они образуются в самых концевых частях капиллярной каймы. Появляется новая форма гипсовых новообразований — образование кутан из отдельных мелких веретенообразных кристаллов гипса, располагающихся своими длинными гранями параллельно стенкам пор. Ниже по профилю эти кутаны из гипса превращаются в плотные сплошные, иногда многослойные покрытия пор.

Кроме гипса, приуроченного к порам, в глинисто-карбонатной плазме встречаются включения и одиночных рассеянных кристаллов гипса, но количество их заметно ниже, чем в первом гипсовом горизонте, они заметно мельче и менее совершенны по форме. Это говорит о том, что обменные реакции и процесс декарбонатизации плазмы, а как следствие и образование идиоморфного гипса, заметно снижаются по сравнению с первым гипсовым горизонтом, а доля гидрогенного гипса, образовавшегося в результате выпадения из растворов, заметно увеличивается.

Третий гипсовый горизонт — 80–90 см. Содержание гипса здесь максимальное по профилю — около 40%. Практически весь гипс приурочен к крупным порам, где он встречается в виде плотных или рыхлых заполнений пор, в виде плотных одно- или многослойных кутан и разнообразных по форме и размерам зон скопления гиридиоморфных или аллотриоморфных кристаллов в непосредственной близости к порам. Размеры кристаллов в этих новообразованиях колеблются существенно — от 0,01 до 0,8 мм и зависят от концентрации и скорости подачи растворов от зеркала грунтовых вод. Рассеянные одиночные идиоморфные кристаллы гипса, характерные для первого и второго гипсовых горизонтов, здесь практически отсутствуют. Карбонатность глинистой плазмы соответственно заметно выше. Прослеживается местами агрегированность глинисто-карбонатной плазмы, но очень слабая.

Отличительной особенностью горизонта является большое количество темно-бурых и бурых агрегатов, а также черных непрозрачных фрагментов — вероятно, это органические компоненты, которые могут рассматриваться как индикаторы погребенного гумусового горизонта.

Карбонатный горизонт — 90–140 см. Глинисто-карбонатная масса с заметно более высоким содержанием вторичных рассеянных карбонатов и со значительно более высокой примесью скелетных зерен первичных карбонатов. Глинисто-карбонатная масса агрегирована в мелкие агрегаты, размером $< 0,05$ мм. Пористость высокая ($\sim 40\%$). Пory в основном мелкие межагрегатные, но встречаются крупные округлые и поры неправильной формы.

Никаких признаков перемещения вторичных карбонатов по профилю или внутри горизонта не наблюдается. Кристаллы гипса практически отсутствуют. Встречаются единичные экземпляры, но не чистые, а псевдоморфозы. С глубины 150 см встречаются отдельные карбонатные конкреции,

представляющие собою глинисто-карбонатную плазму и скелетные зерна. Многие мелкие тонкие поры-трещины полностью заполнены крупнокристаллическими карбонатными зернами, крупные поры чистые, средние иногда имеют кутанные покрытия из крупнозернистых карбонатов.

Резюмируя результаты микроморфологического исследования сульфатного солончака разр. 46, можно сказать, что влияние сульфатов (легко- и труднорастворимых) проявляется в создании агрегированной структуры по всему профилю, причем характер этой структуры различен в зависимости от минералогической природы солей; к тому же количество солей влияет значительно менее активно на характер сложения и строения почвенной массы, чем формы кристаллизации солей.

Наиболее интересной оказалась звездчато-пленочная форма организации глинисто-солевой массы в глауберитово-тенардитовом горизонте, при которой соли как бы маскируются и изолируются глинистой плазмой. Одновременно было показано, что определяемый аналитически в том горизонте гипс в количестве $> 15\%$ на самом деле является в основном компонентом двойной соли — минерала глауберита.

Другими особенностями микростроения являются формы кристаллизации гипса в подсолевых горизонтах и их приуроченность к определенным элементам микростроения, позволяющие выявить различные пути происхождения гипса.

С помощью микроморфологического анализа была показана разница в кристаллизации естественного и искусственного тенардита и разница в их влиянии на организацию глинисто-солевой массы.

Несмотря на разнообразную и весьма совершенную агрегацию глинистой плазмы и высокое содержание легкорастворимых солей, карбонатов и гипса, в ряде горизонтов наблюдаются зоны с проявлением оптической ориентировки глинистой плазмы: вокруг зерен первичных минералов (горизонт 3–10 см), глинистых агрегатов-островков среди россыпей вторичного тенардита (горизонт 10–20 см), периферических участков глинисто-гипсовых агрегатов — горизонт 20–40 см (см. рис. 1, е).

Вероятно, в указанных случаях оптическая ориентировка плазмы связана исключительно с упорядоченностью строения плазмы в результате эффекта давления на плазму отдельных кристаллов солей, их новообразований и солевых горизонтов в процессе роста солевых кристаллов. Действие других возможных факторов упорядочивания плазменного микростроения, таких, как иллювирирование и действие попеременного увлажнения и высыхания, здесь оказывается крайне ограниченным или полностью исключается.

Субмикроморфологический этап исследования, проведенный с помощью растрового электронного микроскопа, позволил детализировать некоторые черты микростроения, такие, как характер плазменной агрегации, в зависимости от количества и минералогии солей, взаимоотношение плазмы и солей; взаимоотношение кристаллов различных солей; форма отдельных кристаллов легко- и труднорастворимых солей и форма новообразований, а также ответить на некоторые вопросы, возникшие на предыдущих этапах морфологического изучения почвенно-солевой массы.

Изучение строения глинистых и глинисто-солевых агрегатов при больших увеличениях показало, что в верхних горизонтах агрегаты по форме могут

быть очень разными: близкие к шарообразным чаще встречаются в зонах, где преобладают крупные зерна первичных минералов или одиночные кристаллы гипса, цилиндрические или бочковидные обнаружены в непосредственной близости к зонам роста крупных тяжёлых галита, коралловидные или лопастевидные дают основную массу псевдопесчаного горизонта (рис. 2, *e*). Нижние карбонатные горизонты характеризуются ажурными, неправильной формы и как бы разветвляющимися агрегатами (рис. 2, *д*).

Из исследованных минералов солей глауберит даёт наиболее специфическую форму агрегатов. Как было показано на предыдущем этапе, для глауберитового горизонта характерно звездчато-пленочное строение глинисто-солевой массы, при котором соли стянуты в звездчатые агрегаты, а глинистая плазма даёт покрытия-пленки вокруг этих агрегатов и мостики между ними. При электронно-сканирующем обследовании эти агрегаты обнаруживают очень неровную многоступенчатую или коралловидную поверхность и многочисленные выпуклые и вогнутые участки.

Количество солей (степень засоления) в значительно более слабой степени влияет на микростроение и, в частности, на агрегацию глинистой плазмы.

В самом общем виде можно сказать, что при снижении содержания солей одновременно повышается плотность упаковки агрегатов, а размер самих агрегатов увеличивается.

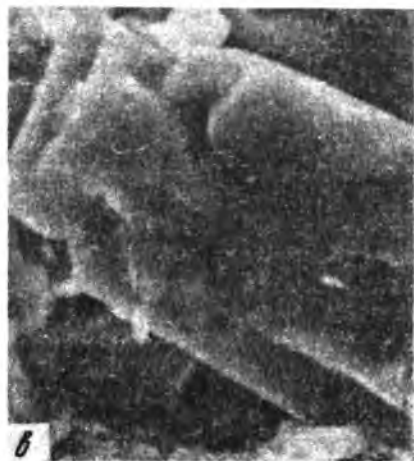
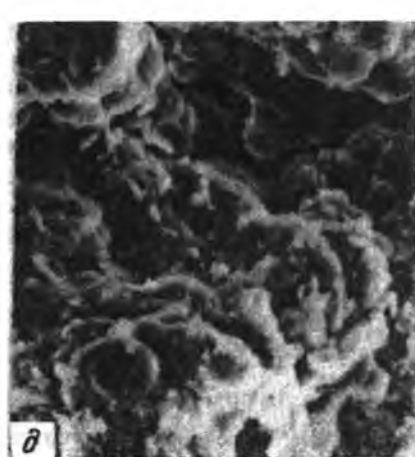
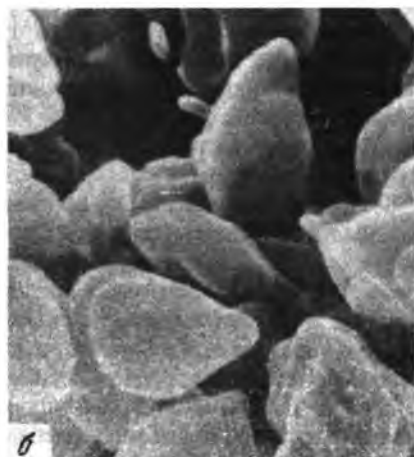
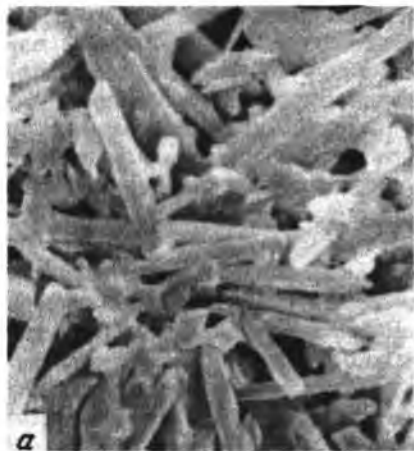
Одновременно было прослежено взаимоотношение плазмы и солей. Первое: чаще всего плазменные агрегаты и солевые новообразования локализируются раздельно, можно встретить как чисто солевые зоны с редкими глинистыми агрегатами, так и чисто плазменные зоны с одиночными кристаллами солей. Второе: плазма и соли редко дают более или менее однородный тип микростроения, наблюдался всего один такой случай при формировании псевдопесчаного горизонта.

О взаимодействии солей друг с другом можно сказать следующее: соли кристаллизуются раздельно зонами, не смешиваясь. Прорастания кристаллов одного минерала в другом при данном типе засоления не было обнаружено. С помощью растрового электронного микроскопа и микроанализаторов типа Камебакс и Кевекс-5000 была проведена дополнительная диагностика минералов солей, основываясь на характеристике их кристаллографического облика и на контроле химического состава отдельных кристаллов солей. Кроме того, было показано многообразие форм кристаллизации минералов солей в зависимости от условий увлажнения, от концентрации солей и химического состава грунтовых вод.

Подводя итоги поэтапному анализу строения профиля солончаков, в самом общем виде можно сказать, что микростроение верхних горизонтов, обогащённых легкорастворимыми солями, полностью определяется количеством солей и их индивидуальной природой. При этом это влияние про-

Рис. 2. Растровая электронная микроскопия солевых образований

a – игольчатые кристаллы первичного тенардита, $\times 4200$; *б* – таблитчатые кристаллы вторичного тенардита в бывшем мирабилитовом горизонте, $\times 5000$; *в* – кристалл галита с эродированной поверхностью в корковом горизонте, $\times 1200$; *г* – псевдоморфозы солей тенардита по растительным тканям в поверхностных горизонтах, $\times 4200$; *д* – ажурные, неправильной формы плазменные агрегаты в нижних карбонатных горизонтах, $\times 630$; *е* – лопастевидные плазменные агрегаты в псевдопесчаном подкорковом горизонте, $\times 2000$



является как через специфическую агрегацию плазмы, так и через влияние самих кристаллов солей. Разные минералы солей, с одной стороны, определяют различный тип агрегации плазмы, а с другой стороны, обладая различной силой роста и давая кристаллы разного размера, по-разному формируют пористость и по-разному деформируют исходное сложение горизонтов. Микростроение нижних горизонтов, где содержание легкорастворимых солей падает до 1% и ниже, определяется наследованием микростроения карбонатных лёссовидных суглинков, а также образованием карбонатных и гипсовых новообразований.

Таким образом, в результате осуществления разработанной программы поэтапных комплексных исследований в изучавшихся солончаках были установлены следующие минералы-соли: галит, мирабилит, тенардит, глауберит, гипс, а также карбонаты и бораты.

Диагностика указанных солей проводилась как на всех четырех морфологических этапах, так и с помощью химических, оптико-химических (электронно-микроскопических и рентгеновских) и минералогических методов, каждый из которых в данном конкретном случае может быть решающим контролирующим методом диагностики.

В исследованных почвах соли встречаются чаще не в виде одиночных кристаллов, а в виде агрегатов, друз, плотных и рыхлых скоплений.

Галит чаще всего дает ажурные агрегаты или друзы размером от 0,1 до 1,2 мм и приурочен к крупным порам верхних горизонтов (см. рис. 1, з). Кристаллы в этих ажурных агрегатах редко имеют форму куба, чаще они неправильной формы: в кристаллах хорошо развиты одна или две грани, поверхность других граней кристаллов часто разъедена (см. рис. 2, в). Второй также часто встречаемой формой галита верхних горизонтов являются разнообразные по форме и размерам тяжи, часто соединяющие между собой ажурные агрегаты. Тяжи, так же как и ажурные агрегаты, представляют собой самые крупные солевые образования, не считая, конечно, солевых корок, образующихся на поверхности почвы. В данных солончаках корки формируются исключительно из галита, даже в том случае, если засоление почвы сульфатно-натриевое (разр. 46). Несмотря на небольшую толщину (0,2–0,7 мм), корка представляет собой плотное и достаточно прочное покрытие. Галит в этой корке представлен монолитной стекловидной массой, слабоаскристаллизованной на отдельные кристаллы. С поверхности корка часто имеет присыпку из мелких зерен тенардита и округлые поры-промоины. Еще один вид галитов — галит, плотно заполняющий не крупные одиночные поры. Его форма полностью определяется формой пористости. Кроме того, встречаются еще галиты в виде одиночных кристаллов в основной массе или в порах. Чаще всего они имеют неправильную форму, но иногда вполне совершенную.

В верхних горизонтах галит часто образует псевдоморфозы по растительным тканям, кристаллизуясь по сохранившимся клеточным ячейкам или заполняя пустые оболочки растительных остатков плотными недифференцированными массами.

Тенардит, так же как и галит, дает разнообразные новообразования, форма и строение которых тесно связаны с определенными генетическими горизонтами, т.е. с определенными условиями кристаллизации.

На поверхности твердой галитовой корки тенардит встречается в виде

присыпки, состоящей из мелких кристаллов удлиненной и неправильной формы. В рыхлой нижней части поверхностной корки, где много крупных зерен первичных минералов и обломков пород, тенардит образует волосяное покрытие на поверхности грубообломочного материала, распознаваемое при больших увеличениях как скопление мелких, хорошо ограненных и сильно удлиненных кристаллов (см. рис. 2, а).

Основную массу псевдопесчаного горизонта (разр. 46, глубина 3—10 см) составляют агрегаты, рыхло упакованные и состоящие из игольчатых и игольчато-ромбовидных кристаллов тенардита. Все эти агрегаты с поверхности одеты глинистыми покрытиями и имеют выступающие угловатые и лопастевидные неровности, по внешнему виду несколько напоминающие кораллы. Бывший мирабилитовый горизонт состоит почти исключительно из хрупких хризантемоподобных агрегатов тенардита или из обломков этих агрегатов. Это чисто солевые агрегаты размером от 0,05—0,1 мм, состоящие из удлиненных изгибающихся, часто почти игольчатых мелких кристаллов тенардита. Обломки этих агрегатов и россыпи одиночных кристаллов различного размера и преимущественно удлиненной неправильной формы составляют основную массу бывшего мирабилитового горизонта (см. рис. 2, б). Реже в этом же горизонте встречаются более крупные одиночные удлиненные кристаллы тенардита. Довольно часты псевдоморфозы тенардита по растительным тканям (см. рис. 2, з).

Глауберит был диагностирован в максимально засоленном горизонте (разр. 46), где аналитически засоление определяется почти исключительно сульфатом натрия и где гипс был определен в количестве около 20%. Однако фактически кристаллы гипса в этом горизонте единичны, но зато диагностируется глауберит, который встречается в виде разрозненных зерен.

Бораты были обнаружены в трех верхних горизонтах разр. 46 с помощью микрохимических реакций. Минералогические характеристики боратов пока не удалось уточнить из-за высокой концентрации тенардита и низкой концентрации боратов в этом горизонте.

Гипс в верхних горизонтах встречается в виде одиночных кристаллов, рассеянных в основной массе. Форма кристаллов достаточно разнообразна: ромбическая, веретенообразная, шестоватая. Кристаллы, как правило, идиоморфные. В нижних горизонтах гипс чаще приурочен к порам, образуя гипсаны — однослойные или многослойные гипсовые покрытия по порам. Кроме того, встречаются случаи полного и неупорядоченного заполнения пор кристаллами гипса, имеющими гипидиоморфную или аллотриоморфную форму, а также розоподобные агрегаты кристаллов гипса. Размеры кристаллов гипса колеблются в широком диапазоне — от 0,05 до 0,5 мм. В верхнем корковом горизонте был также выделен и мелкокристаллический гипс в виде гнезд по некрупным порам.

Карбонаты в верхней части профиля присутствуют как в виде разнообразных обломочных (первичных) карбонатов, так и в виде составной части глинисто-карбонатной плазмы. В средней части профиля первичные обломочные карбонаты исчезают и никаких карбонатных новообразований обнаружено не было. Лишь в непосредственной близости к зеркалу грунтовых вод, начиная с глубины 140 см, фиксируются карбонатные мелкие стяжения и очень крупные твердые шоховые конкреции.

На основании всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Предложенный комплексный поэтапный морфологический подход в сочетании с химическими и оптическими методами позволил всесторонне охарактеризовать строение солончаков, начиная с детального описания строения солевых горизонтов и крупных солевых новообразований и кончая деталями кристаллизации отдельных минералов солей и особенностями строения глинистой плазмы при различном засолении.

2. Было выявлено влияние как степени и химизма засоления, так и индивидуальной минералогической природы легкорастворимых солей на строение всего профиля, отдельных горизонтов и глинистой плазмы.

3. Были диагностированы следующие минералы легкорастворимых солей: галит, тенардит, мирабилит, глауберит, и было показано, что форма их кристаллизации, тип солевых новообразований, локализация по определенным элементам строения тесно связаны не только с процессами соленакопления, но и с почвообразовательным процессом в целом.

4. Для труднорастворимых солей (гипса и карбонатов) были показаны особенности кристаллизаций и прослежена связь между различными формами и условиями увлажнения.

5. Использование комплексного поэтапного подхода для изучения гидроморфных солончаков Монголии позволило установить следующие основные закономерности в строении почвенно-солевой массы: а) концентрирование солей существенно изменяет как сложение и строение почвенного профиля, так и микростроение всей почвенной массы; б) индивидуальная минералогическая природа влияет в первую очередь на создание специфической структуры (при высокой степени засоления), а также на характер пористости (при более низких степенях засоления); в) при смешанном типе засоления индивидуальные минералы солей кристаллизуются обособленно, не смешиваясь ни друг с другом, ни с глинистой плазмой; г) соли, являясь подвижной системой, изменяют форму новообразований при изменении влажности, а некоторые при этом переходят из одной минералогической формы в другую.

6. Применяемая методика установила несоответствие между аналитическими определениями солей (по данным водной вытяжки) и реальными минералогическими формами, обнаруженными в почве прямыми методами. Разрабатывается методика корректировки гипотетических солей на примере почв различного засоления.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А.Г.* Курс минералогии. М.: Госгеолтехиздат, 1951.
Добровольский Г.В., Шоба С.А. Растровая электронная микроскопия почв. М.: Изд-во МГУ, 1978.
Панкова Е.И., Ямнова И.А. Формы солевых аккумуляций в гидроморфных хлоридных и сульфатных солончаках Монголии. — Почвоведение, 1980, № 2.
Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород. М., Гостоптехиздат, 1954.
Турсина Т.В., Ямнова И.А., Шоба С.А. Опыт сопряженного морфоминералогического и химического изучения засоления почв. — Почвоведение, 1980, № 2.

Феофарова И.И. Минералогическое определение воднорастворимых минералов в засоленных почвах. — Почвоведение, 1940, № 12.

Феофарова И.И. Арагонит в почвах. — Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1950а, т. 34.

Феофарова И.И. Псевдоморфозы калыцита по гипсу в почвах. — Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1950б, т. 34.

Феофарова И.И. Определение карбонатов в засоленных почвах микроскопическим методом. — Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1958а, т. 53.

Феофарова И.И. Сульфаты в засоленных почвах. — Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1958 б, т. 53.

Яржемский Я.Я. Микроскопическое изучение галогенных пород. Новосибирск: Наука, 1966.

Barzanji, Stoops G. Fabric and mineralogy of gypsum accumulations in some soils of Iraq. — In: Works of the 10th Intern. Congr. of Soil Sci. Moscow, 1974, vol. 1.

Eswaran H., Carrera M. Mineralogical zonation in salt crust. — In: Intern. symp. on Salt Affected Soils Karnal (India). 1980.

Hanna F.S., Stoops I.L. Contribution to the micromorphology of some saline soils of the North Nile Delta in Egypt. — Pedology, 1976, vol. 26, N 1.

Sehgal L.L., Stoops I. Pedogenetic calcite accumulation in arid and semi-arid regions of the Indo-Gangritic alluvial plain of erstwhile Punjab (India). Their morphology and origin. — Geoderma, 1972, N 8.

Stoops I., Eswaran H., Abtahi A. Scanning electron microscopy of authigenic sulphate minerals in soils. Soil. Micromorphology. Granada, 1978.

УДК 631.472.622

МИКРОМОРФОЛОГИЯ НОВООБРАЗОВАНИЙ ГИДРОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА И ГИБСИТА В ТРОПИЧЕСКИХ ПРОДУКТАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В.В. Добровольский

Процессы неоген-плейстоценового гипергенеза развивались на фоне напряженной тектонической деятельности, свойственной этому отрезку геологического времени. Пульсационные поднятия обширных регионов, активная блоковая тектоника способствовали энергичной денудации, выработке серии поверхностей и многократному переотложению обломочного материала.

В тропиках образование продуктов выветривания, их переотложение и последующее преобразование происходили в условиях высокой геохимической активности железа. В силу этого, несмотря на литологическое разнообразие переотложенных продуктов выветривания, их все объединяет общий признак — красный цвет, разные оттенки которого обусловлены присутствием определенных форм оксидов железа. Своеобразная красноцветная толща покрывает преобладающую часть поверхности тропической суши.

Характерной геохимической особенностью красноцветных образований неоген-плейстоценового гипергенеза является высокое содержание в них подвижных форм трехвалентного железа — обычно 20–25% от общего его количества, в зависимости от состава исходных пород эта величина возрастает до 50 и даже до 75%.

В процессе многократного переотложения красноцветных продуктов выветривания часть подвижных форм железа вовлекалась в миграцию и

перераспределялась, входя в состав различных нообразований, в том числе в состав плотных гидрогенных аккумуляций — латеритных панцирей. Вместе с железом происходило закономерное перераспределение алюминия, марганца и некоторых рассеянных металлов (ванадия, хрома, никеля, кобальта, меди, свинца и др.). Так как этот процесс развивался на фоне периодических поднятий, то возникла серия ступенчатых поверхностей, покрытых железистыми (латеритными) панцирями, в то время как рыхлые переотложенные продукты выветривания образуют систему широких пологих склонов.

Красноцветный комплекс не только играет важную рельефообразующую роль, но также служит субстратом, на котором развиваются современные почвы, многие свойства которых обусловлены или непосредственно унаследованы от почвообразующих пород. В частности, это относится к цвету тропических почв, содержанию в них разных форм железа и алюминия, направленности процессов их миграции.

Геолого-геоморфологические сведения о неоген-плейстоценовом красноцветном комплексе тропиков приводятся во многих работах. В то же время минералогия и микроморфология этого комплекса изучены совершенно недостаточно. Приведенные ниже данные в известной мере восполняют этот пробел.

Новообразования — наиболее устойчивые и хорошо сохраняющиеся показатели происходивших геохимических процессов. Изучение новообразований оксидов железа и алюминия, столь типичных для большой группы тропических почв, будет способствовать более объективному представлению об их генезисе и соотношении результатов современных и древних процессов в их профиле.

Латеритные панцири, или кирасы, несомненно, самые эффективные образования красноцветного тропического комплекса. Они представляют собой горизонты, сцементированные новообразованным веществом в сплошную плиту или сложенные отдельными конкрециями, местами сливающимися между собой. Мощность этих горизонтов обычно составляет несколько десятков сантиметров, редко превышает 1—2 м, но вследствие большой прочности они бронируют поверхность подобно бетонному покрытию.

Кирасы хорошо сохранились на обширных участках древних платформ — остатков Гондваны (в Южной Америке, Африке, на Мадагаскаре, в Индостане, Шри Ланка и Австралии). В геосинклинальных областях (в Индокитае, на Филиппинах, Малайском архипелаге и Антильских островах) в силу активных тектонических и эрозионных процессов древние панцири разрушены и сохранились лишь наиболее молодые.

В составе кирас можно выделить две фазы: обломочную и цементирующую (новообразованную). Последняя обычно представлена гидроксидами железа. Реже панцири состоят из гидроксидов алюминия. Кирасы такого состава особенно широко распространены в Западной Африке (Boulangé et al., 1973; Селиверстов 1978; и др.). Значительно реже новообразованное вещество кирас представлено гидроксидами марганца. Такие панцири обнаружены в Гане и Зимбабве (King, 1962).

Соотношение цементирующей и обломочной фаз сильно варьирует. В кирасах молодого возраста, тяготеющих к низким уровням рельефа, обычно много обломочного материала. Среди относительно древних кирас,

приуроченных к наиболее высоким фрагментам денудированных поверхностей, имеются почти лишенные обломков. Часто древние кирасы имеют шлаковидное сложение.

Применение оптического микроскопа позволяет обнаружить многочисленные признаки коллоидных явлений и гелевого состояния гидроксидов железа. В полированных шлифах кирас хорошо видны различные варианты метаколлоидных микротекстур: фестончатой, кокардовой и т. п. Относительно твердые с высокой отражательной способностью гидроксиды железа образуют тонкие, причудливо гофрированные слои толщиной от 0,02 до 0,6 мм. Они разделяются мягким материалом с низким рельефом и невысокой отражательной способностью, в котором выделяются округлые стяжения твердых разновидностей с волнистыми очертаниями, размером 0,01–1,2 мм в поперечнике (рис. 1, а).

С широким распространением метаколлоидных микротекстур, свидетельствующих о гелевом состоянии вещества железистооксидных новообразований, связано значительное содержание в них элементов-примесей. Из табл. 1 следует, что в латеритных кирасах постоянно присутствуют рассеянные металлы, хотя их содержание в разных регионах неодинаково в зависимости от условий конкретных геохимических провинций.

Новообразования гидроксидов железа сопровождаются явлениями гипергенного метасоматоза. Замещаются высокодисперсные глинистые частицы, замещению также подвергаются малоустойчивые гипергенные минералы коренных пород.

В некоторых районах распространена оолитовая текстура панцирей. В центре оолита обычно находится обломок местной породы минерала или более древней кирасы. Вокруг него неправильными концентрическими микрослоями нарастает новообразованное вещество. Толщина микрослоев сильно варьирует, но обычно составляет 0,1–0,8 мм. В аншлифах микрослои имеют неодинаковый рельеф и отражательную способность. Это объясняется различной степенью гидратированности новообразованного вещества в разных слоях (рис. 1, б).

Наличие концентрических микрослоев нарастания свидетельствует о росте оолитов в открытых водоемах типа периодически существующих озер. Образование слоев происходило в определенные сезоны года. Варьирование толщины и плотности микрослоев, по-видимому, связано с климатическими и гидрологическими колебаниями. Если оолит формировался на дне водоема, в свободной водной среде, то его микрослои нацело сложены новообразованным веществом и лишены механических включений. Если же рост осуществлялся в придонной части осадка, то нарастающие микрослои захватывали и цементировали устойчивые обломочные частицы, главным образом кварцевые песчинки.

В Уганде были обнаружены в кирасах вермиформные образования типа роренштейнов (Добровольский, 1974; Mc Farlane, 1976). Возникновение этих образований происходило не в открытых водоемах, а в условиях заболачивания при сезонных колебаниях уровня грунтовых вод.

Хотя под оптическим микроскопом новообразованные гидроксиды железа представляются аморфными, кривые нагревания и рентген-дифрактометрический анализ дают четкую картину индивидуальных минералов. Гематит и гидрогематит диагностируются по рефлексам 2,69 и 2,51 Å. Для

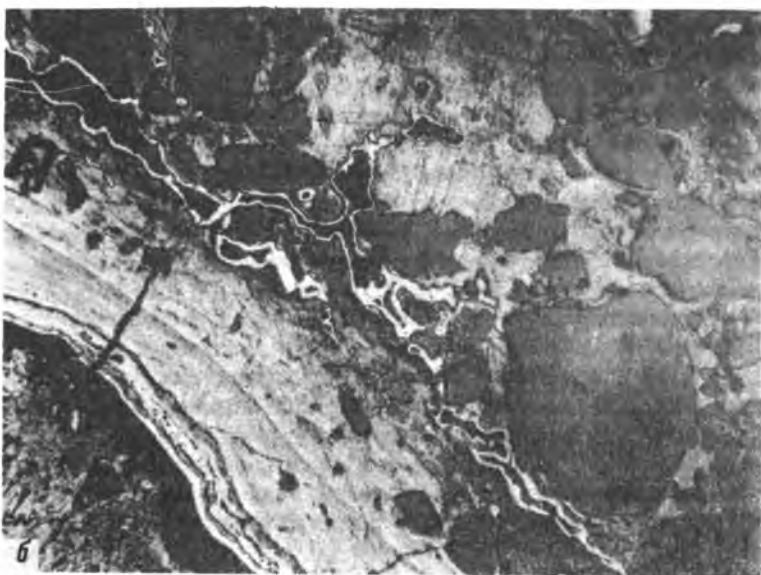
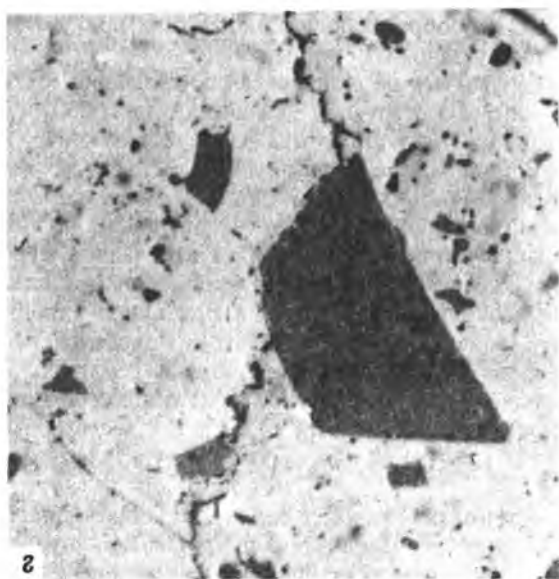


Рис. 1. Микростроение латеритного панциря

a – метаколлоидная микротекстура латеритного панциря, белое – гематит. Перевал Рвабуримбе, Уганда. Полированный шлиф, X 450; *b* – микрослои наружной оболочки пизолита кирасы, белое – гематит, светло-серое – гидрогематит, темно-серые корродированные зерна – кварц. Остров Пинос. Полированный шлиф, X 130; *в* – метаколлоидные образования кирасы, сложенные субмикроскопическими кристаллоидами гематита. Карахаль, Куба. РЭМ, X 3000; *г* – остроугольные обломки магнетита (темно-серое) в скрытокристаллической массе гидрогематита (светло-серое). Сьерра де Кахальбана, Куба. Полированный шлиф, X 320



гётита и гидрогётита диагностическими служит сильный рефлекс $4,15-4,19 \text{ \AA}$, а также менее крупные пики на дифрактограммах $2,69$ и $2,45 \text{ \AA}$. Иногда обнаруживается маггемит, обладающий магнитными свойствами и рефлексамии $2,94; 2,51, 2,1 \text{ \AA}$.

Применение растрового электронного микроскопа HSM-2A (фирма Хитачи, Япония), дающего большие увеличения по сравнению с оптическим микроскопом, позволяет обнаружить важные микроморфологические

Т а б л и ц а 1

Содержание (1, в $1 \cdot 10^{-3}\%$) и кларки концентрации (2) рассеянных металлов в лагеритных панцирях разных регионов

Металл	Танзания		Уганда		Куба и Пинос	
	1	2	1	2	1	2
Ti	658,0	1,5	1226,0	2,8	400,0	0,9
Mn	44,3	0,5	78,0	0,8	460,0	4,8
V	78,6	5,8	85,0	6,3	35,0	2,6
Cr	57,3	5,7	53,0	5,3	63,0	6,3
Ni	9,3	1,2	15,0	2,1	26,0	3,4
Co	1,4	0,6	2,0	0,8	29,0	11,6
Cu	12,9	2,3	10,0	1,9	21,0	3,8
Pb	2,4	1,8	2,9	2,2	13,0	10,0
Zn	12,2	1,7	18,3	2,6	30,0	4,7
Mo	2,7	18,0	1,7	11,3	0,4	2,7
Sc	1,9	0,9	1,9	0,9	0,4	0,2
Zr	30,6	1,9	51,0	3,1	10,2	0,7

особенности изучаемых объектов. Образцы готовились в соответствии с апробированной методикой (Добровольский, Шоба, 1978). Изучение препаратов железооксидных новообразований разного типа при увеличении от 1000 до 10000 позволило установить следующее.

Твердые, хорошо обнаруживаемые в аншлифах обособления сохраняют свою метаколлоидную микротекстуру при увеличении до 10000 (рис. 1, в). В некоторых препаратах, приготовленных из железооксидных кирас, при таком увеличении с трудом можно различить кристаллические индивиды размерами от 0,1 до нескольких сотых долей мкм. Они представлены кристаллами гематита, по-видимому, сильно упрощенными по пинакоиду $\{0001\}$. Характерная чечевицепоподобная форма кристаллов, вероятно, обусловлена системой зародышей граней ромбоэдров, типичных для кристаллов этого минерала. Довольно часты парные кристаллы (двойники), сросшиеся по плоскости, близкой к пинакоидальной. Подобные срастания нередко встречаются среди гипергенных образований гематита. Можно предполагать, что в процессе консолидации гелевые осадки гидроксидов железа относительно быстро освобождаются от большей части воды и переходят в гематит и гетит, кристаллы которых имеют ультрамикроскопические размеры.

Особое микростроение имеют гидроксиды железа, образовавшиеся в результате гипергенного преобразования пород ультраосновного состава (серпентинитов). Уплотненные охристые продукты выветривания серпентинитов в полированных шлифах обнаруживают однородное недифференцированное строение. На отдельных участках в этой массе встречаются мелкие остроугольные обломки с пониженной отражательной способностью. По-видимому, это обломки маггемита, присутствие которого сказывается на магнитности описываемых новообразований (рис. 1, г). Наличие маггемита подтверждается данными рентгеноструктурного анализа, выполненного в ИГЕМ АН СССР С.И. Берхин (табл. 2).

Кристаллическую структуру гидроксидов железа в этих новообразо-

Т а б л и ц а 2

Результаты рентгеноструктурного анализа магнитных гидроксидов железа из красноцветных отложений Сьерра де Кахальбана, Куба

№ линии	Интенсивность рефлекса, баллы	Межплоскостные расстояния, Å баллы	№ линии	Интенсивность рефлекса, баллы	Межплоскостные расстояния, Å
1	1	4,77	11	4 широкая	1,835
2	1	4,08	12	8	1,694
3	3	3,66	13	6	1,599
4	4	2,94	14	1	1,572
5	2	2,77	15	10	1,475
6	5	2,67	16	6	1,447
7	10	2,50	17	3	1,307
8	4	2,20	18	2	1,268
9	4	2,08	19	1	1,137
10	1	2,04			

ваниях обнаружить невозможно даже при больших увеличениях. Под электронным растровым микроскопом видно, что новообразованное вещество имеет рыхлую пористо-ячеистую микротекстуру, которая обуславливает небольшую плотность и характерную порошистость охристых продуктов выветривания серпентинитов (рис. 2, а).

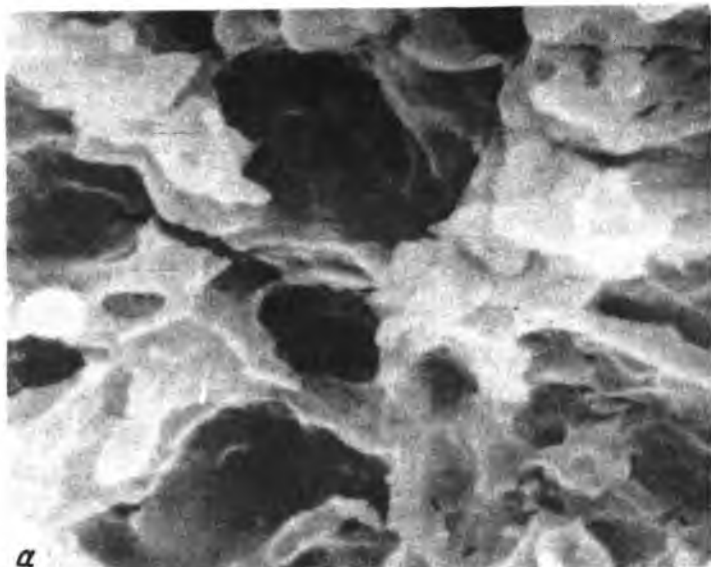
Возникновение железогидроксидных новообразований происходит не только в условиях устойчивого сезонно-гидроморфного режима, но также на любых участках красноцветной толщи, где проявляются локальные явления оглеивания. Последние способствуют перераспределению железа и образованию различных по форме сегрегаций — от пленок и неправильной формы сгустков до округлых стяжений величиной 1—10 см.

С истинными конкрециями не следует смешивать окатанные обломки разрушенных кирас, которые постоянно присутствуют в толще покровных красноцветных отложений, а также входят в состав более молодых кирас. Окатанные обломки панцирей на Кубе получили название *perdigon* (дробь, испанск.). Псевдоконкреционная микротекстура латеритных панцирей встречается очень часто (рис. 2, б).

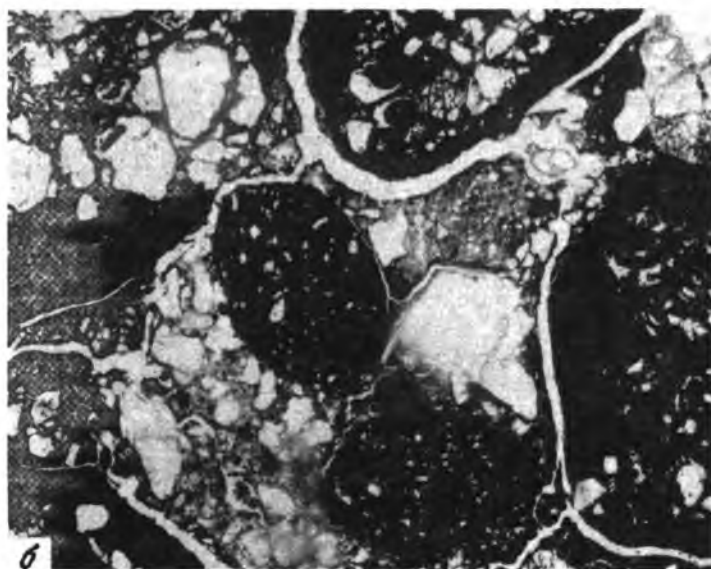
Окатыши разрушенных кирас при благоприятных условиях накапливаются в весьма значительном количестве. Автор настоящей статьи имел возможность наблюдать в области Главного водораздела Африки (плато Уганды), как современная поверхность на протяжении нескольких километров была почти сплошь покрыта россыпью несцементированных окатанных обломков разрушенных древних латеритных панцирей.

Окатанные обломки древних кирас, входя в состав более молодого панциря, играют роль центров аккумуляции гидроксидов железа и в силу этого обрастают новообразованными оболочками. Последние постепенно сливаются, и скопления окатанных обломков со временем превращаются в плотный панцирь.

Совершенно иными чертами характеризуется микроморфология новообразований гидроксидов алюминия. Эти новообразования менее распространены по сравнению с оксидами железа. Лишь в некоторых районах,



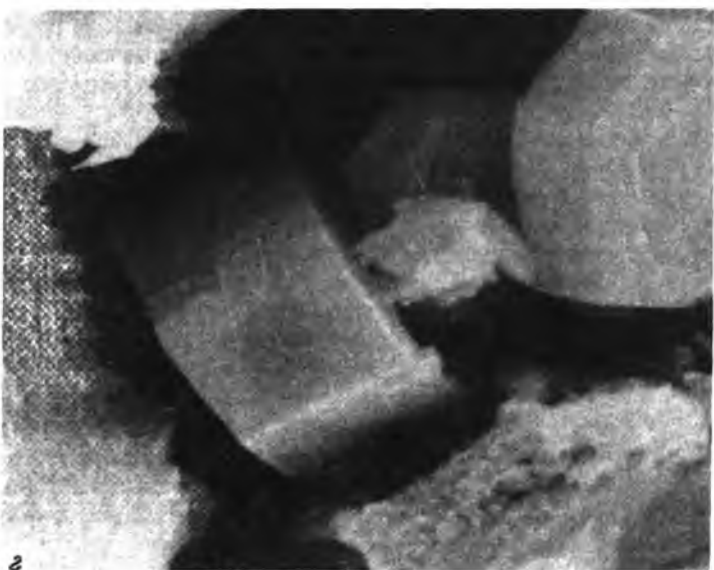
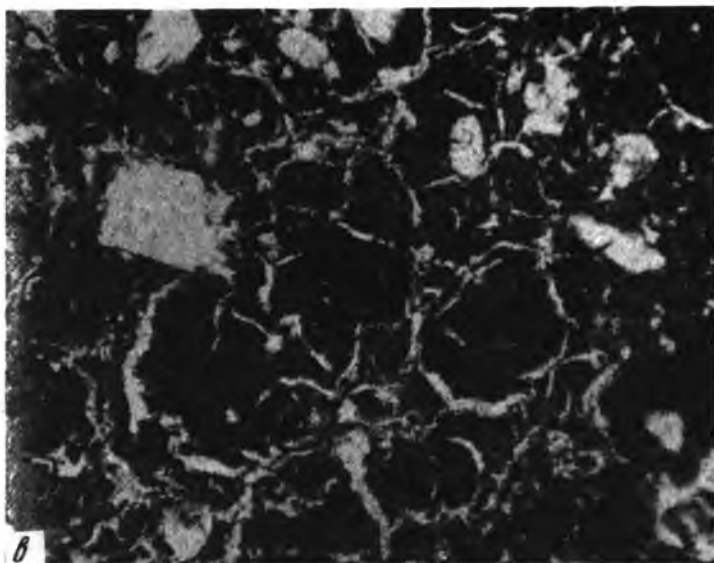
a



b

Рис. 2. Форма гиббсита и микростроение продуктов выветривания

a – пористо-ячеистая микротекстура переотложенных охристых продуктов выветривания серпентинитов. Сьерра де Кахальбана, Куба. РЭМ, X 10000; *б* – псевдоконкреционная микротекстура латеритного панциря, черное – окатанные обломки древнего панциря, белое – плохо окатанные зерна – кварц. Микуми, Танзания. Прозрачный шлиф, X 165; *в* – образование гиббсита в тонких полостях между агрегатами, X 165; *г* – кристаллы гиббсита псевдоромбоэдрического (в центре) и псевдогексагонального таблитчатого по (001) габитуса (справа). Красноцветные карстовые отложения, Куба. РЭМ, X 1000



в частности в странах Западной Африки (Берег Слоновой Кости, Гана, Гвинея, Либерия), оксиды алюминия— главный компонент латеритных панцирей. В оолитовых текстурах новообразованные оксиды алюминия слагают микрослои, четко обособленные от оксидов железа. В панцирях с массивной текстурой оксиды алюминия распределены более равномерно. Эти новообразования минералогически хорошо индивидуализированы;

преобладающим минералом является гиббсит. В иммерсионных препаратах для него типична несколько варьирующая величина показателей светопреломления: $N_g = 1,58 (\pm 0,05)$; $N_p = 1,56 (\pm 0,05)$ $N_g - N_p = 0,020$. На рентген-дифрактограммах гиббсит диагностируется по рефлексам 4,84 и 4,38 Å, которые не реагируют на пропитывание образца этиленгликолем и прокаливание, а также не исчезают после обработки по методу Мера—Джексона.

В прозрачных шлифах с ненарушенным строением хорошо видно, что гиббсит образует мелкие скопления и тонкие прожилки, кристаллическая структура которых часто находится на грани разрешающей способности оптического микроскопа. Кристаллические индивиды изометричны, их величина редко достигает 0,02 мм, обычно около 0,01 мм в поперечнике. Никаких следов гелевого состояния не обнаружено. Следовательно, в отличие от новообразований оксидов железа, при возникновении которых важную роль играли коллоидные процессы и которые осаждались в состоянии геля, оксиды алюминия кристаллизовались непосредственно из водных растворов.

Особенно хорошо представлены новообразования гиббсита в красноцветных отложениях, выполняющих карстовые депрессии. Здесь встречаются гематитово-гиббситовые стяжения диаметром в несколько миллиметров. Новообразованный гиббсит часто кристаллизуется в тонких полостях между педами — мелкими глинистыми окатышами, способствуя подчеркиванию ооидной микротекстуры суглинистых карстовых отложений (рис. 2, в). Обильные новообразования гиббсита свойственны красноцветным отложениям закарстованных районов Ямайки, Гаити, Пуэрто-Рико (Носе, 1963).

Исследование новообразований при помощи растрового электронного микроскопа при увеличении 30000 и более показало, что гиббсит представлен хорошо сформированными кристаллами. Большая их часть имеет псевдоромбоэдрический габитус и образована формами $\{001\}$, $\{100\}$ и $\{110\}$, встречаются таблитчатые по базопинакоиду (рис. 2, з).

К югу от Гаваны (Куба) в красноцветных отложениях, подвергшихся воздействию процессов внутригрунтового оглеивания, обнаружены оригинальные кристаллы гиббсита. В результате частичного растворения ребра этих кристаллов сглажены, на гранях в виде вициналей выступают следы спайности по $\{001\}$ (рис. 3, а).

Для понимания условий образования гиббсита в тропической красноцветной толще представляет интерес обнаружение новообразований этого минерала в современных торфяных горно-луговых почвах Килиманджаро (Добровольский, 1977). Почвы имеют pH 6,3—6,9, они сформированы на перетолженных красновато-оранжевых продуктах выветривания оливиновых трахизабазальтов. В рассматриваемых почвах на протяжении всего профиля содержится значительное количество гумуса, при этом фульватных соединений в 2 раза больше, чем трудноподвижных гуматов. Перенос металлов из торфяного горизонта в иллювиальный осуществляется в форме металлоорганических соединений. Разрушение последних в нижней части профиля вызывает выпадение оксидов железа и алюминия. Гиббсит с оксидами железа образует конкреции в иллювиальном горизонте почвы на глубине 80—100 см. Величина конкреций от 0,5 до 14 см в поперечнике, на глубине 82 см они сливаются в прерывистый пласт мощностью 3—5 см.

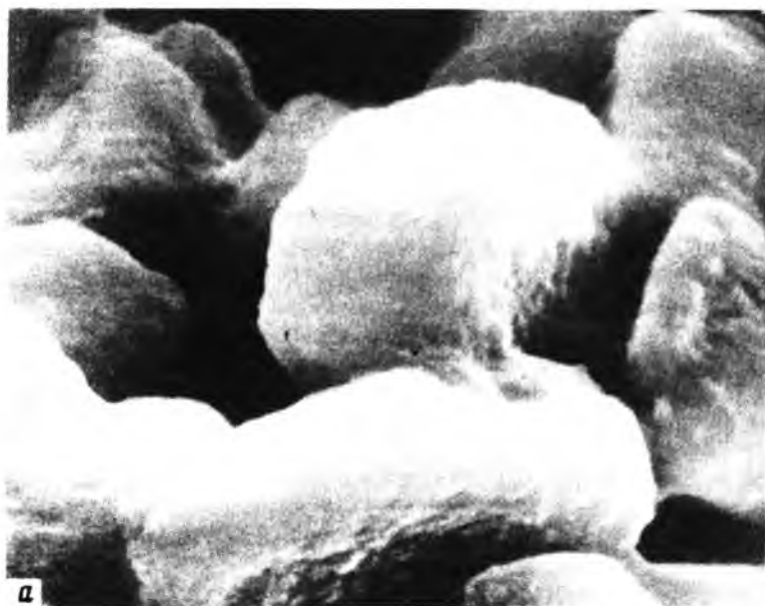


Рис. 3. Формы гипсита некоторых почв и красноцветных отложений
а – дегенерированные кристаллы гипсита из частично оглеенных красноцветных отложений. Провинция Гавана, Куба. РЭМ, X 10000; *б* – кристаллы гипсита из торфяных горно-луговых почв Килиманджаро. РЭМ, X 400

По периферии конкреций располагается плотная бурая корка гидроксидов железа с натечной поверхностью и метаколлоидной микротекстурой. Центральная часть конкреций имеет ячеистое строение, полости ячеек заполнены порошковатой светло-желтой массой гиббсита и оксидов железа. В прозрачных шлифах, приготовленных из конкреций, видно, что гиббсит образует фестончатые нарастания на внутренней поверхности пустот и полостей.

Размеры кристаллических индивидов гиббсита составляют от 0,01 мм и менее. Встречаются микроагрегаты с положительным оптическим знаком, около 0,02 мм в диаметре. У слабо вытянутых зерен заметно косое погасание, максимальный замеренный угол погасания с осью Ng равен $23^\circ (\pm 2)$. Показатели светопреломления, определенные иммерсионным методом, имеют следующие значения: $N_g = 1,579-1,581$, $N_p = 1,559-1,565$, $N_g - N_p = 0,020-0,016$. Относительно высокие значения показателей светопреломления относятся к более крупным кристаллическим индивидам.

При помощи растрового электронного микроскопа установлено, что гидроксиды железа образуют гелевые (метаколлоидные) сгустки, содержащие многочисленные ультрамикрочастицы. Гиббсит присутствует в виде хорошо сформированных кристаллов псевдоромбоэдрического габитуса в силу развития форм $\{001\}$ и $\{110\}$. Встречаются простые двойники или параллельные срастания двух кристаллов (рис. 3, б). Хорошая выраженность граней кристаллов свидетельствует о том, что новообразованный гиббсит свободно кристаллизовался из водных растворов в микрополостях, а не проходил стадию перекристаллизации гелевого осадка.

Сопоставляя гиббсит из современных почв и образований красноцветного комплекса неоген-плейстоценового возраста, нельзя не заметить их несомненную микроморфологическую однотипность. Это проявляется, во-первых, в доминировании форм $\{001\}$ и $\{110\}$, во-вторых, в преобладающем псевдоромбоэдрическом габитусе кристаллов и, в-третьих, в устойчивом диапазоне величины кристаллических индивидов (около 0,01 мм в поперечнике). Можно предположить, что и в первом, и во втором случае важную роль играли миграция нестойких комплексных алюмоорганических соединений и кристаллизация гиббсита после их разрушения.

ЛИТЕРАТУРА

Добровольский В.В. Гипергенные образования Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 2.

Добровольский В.В. Новообразования гидроокиси алюминия в высокогорных почвах Африки. Почвоведение, 1977, № 2.

Добровольский Г.В., Шоба С.А. Растровая электронная микроскопия почв. М.: Изд-во МГУ, 1978.

Селиверстов Ю.П. Эволюция рельефа и покровных образований влажных субтропиков Сахарской платформы. Л.: Недра, 1978.

Boulangé B., Delvigne J., Eschenbrenner V. Descriptions morphoscopiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire. — Cah. ORSTOM. Géol., 1973, vol. 5, N 1.

Hose H.R. Jamaica type bauxites developed on limestones. — Econ. Geol., 1963, vol. 58.

McFarlane M.S. Laterite and landscape. L.: Acad. press, 1976.

King L.C. Morphology of the Earth. L., 1962.

ДИАГНОСТИКА НАЧАЛЬНЫХ ЭТАПОВ ИЗМЕНЕНИЯ ЛУГОВЫХ ПОЧВ С ПОМОЩЬЮ МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА

С.В. Губин

Современная хозяйственная деятельность человека связана с активным вмешательством его в процессы, протекающие в природных ландшафтах. Зарегулирование рек, создание водохранилищ, орошение и осушение громадных территорий, сведение лесов и распашка вновь осваиваемых земель приводят к резкому изменению условий формирования почв. Эти изменения нередко протекают очень быстро и часто влекут за собой нежелательные последствия. В связи с этим вопрос о выявлении тенденций развития почв, диагностики начальных этапов их изменений приобретает важное значение.

Решение подобных задач требует привлечения наряду с традиционными методами и подходов, позволяющих получать более детальную характеристику свойств почв и происходящих в них изменений. К подобным методам может быть отнесен микроморфологический, одно из преимуществ которого заключается в возможности наблюдать и характеризовать действие отдельных процессов или их совокупности на начальных стадиях, когда они еще слабо фиксируются в морфологии почв и не всегда могут быть выявлены другими методами.

Особо важное место при этом отводится изучению отдельных элементов микростроения. Их природа, свойства, морфометрические показатели, качественный состав, количественное содержание в исследуемых почвах способны дать информацию о протекающих процессах, под воздействием которых эти элементы возникли или претерпели те или иные изменения.

Другим весьма важным показателем ранней диагностики является изучение динамики изменения как общего микростроения почв, так и отдельных его элементов. В зависимости от целей исследований и свойств самих объектов могут изучаться разные виды динамики микростроения: сезонная или схватывающая более длительные периоды, динамика за небольшой промежуток времени между конкретными активными воздействиями на почву.

Изучение динамики микростроения почв параллельно с разносторонним изучением их физических и химических свойств позволяет получить более детальное представление о почвенных процессах, оценить направление и скорость накопления почвами новых качеств, т.е. позволяет вскрыть начальные этапы количественно-качественных изменений. Естественно, что изучение динамики микростроения должно осуществляться с широким применением микроморфометрии и статистической обработки полученных данных.

Реализация изложенных выше подходов осуществлена нами при установлении тенденций современного развития луговых почв поймы Нижнего Дона в ходе активной аридизации пойменного ландшафта. Зарегулирование Дона плотиной Цимлянского гидроузла привело к прекращению

паводков, резкому изменению уровня залегания грунтовых вод, увеличению их минерализации.

Существенно изменились условия почвообразования аллювиальных луговых темноцветных слитых почв на низкой пойме. До зарегулирования Дона они ежегодно затоплялись паводковыми водами в течение 2–3 месяцев. Формирование почв шло на отложениях тяжелого механического состава, в условиях смены длительных стадий подводного почвообразования стадиями периодического обводнения. В период затопления идут сложные превращения материала аллювия, восстановленных водорастворимых органических и минеральных соединений, переходящих в раствор, концентрация которого временами достигает насыщения. В период иссушения в результате обезвоживания и кристаллизации соединений илового раствора, гомогенно распределенных в тонкодисперсном материале, происходит цементация и обособление слитого горизонта (Быстрицкая, Тюрюканов, 1971, с. 113).

Изучались две группы пойменных слитых почв: луговые темноцветные слитые почвы, регулярно затопляемые в весенний период примерно на один месяц (опорный разр. 26), и луговые темноцветные слитые почвы, затопляемые лишь в годы экстремальных разливов — реже, чем раз в 10 лет (опорный разр. 24).

Первый разрез принят с некоторыми допущениями за модель слитой почвы, близкой по режимам к исходным почвам, т.е. до начала периода активной аридизации. Почва, которая затопляется лишь в годы экстремальных разливов, рассматривается как представитель слитых почв с изменившимися условиями развития.

Характерной особенностью морфологического строения профилей рассматриваемых слитых почв является наличие мощного, до 60 см, глыбисто-призматического слитого горизонта, интенсивно прокрашенного темным органическим веществом. Различия в морфологическом строении рассматриваемого ряда слитых почв заключаются в ослаблении признаков слитости в гор. A_d и A_1 профилей редко затопляемых почв. В них увеличивается мощность гор. $A_{1\text{ слит}}$ за счет глыбистого гор. $B_{1\text{ слит}}$, менее плотным становится сложение верхних горизонтов, уменьшаются размеры крупных угловатых отдельностей.

Рассматриваемые почвы обладают тяжелым механическим составом, сходными характеристиками поглощающего комплекса, валовых и подвижных форм R_2O_3 (табл. 1).

Изменение условий формирования слитых почв приводит к некоторому повышению содержания гумуса в верхних горизонтах, к увеличению в его составе содержания гуминовых кислот и негидролизуемого остатка (табл. 2). Распределение CO_2 карбонатов указывает на более высокое содержание $CaCO_3$ в горизонтах, лежащих под слитой толщей почв и продолжающих испытывать затопление. Это касается и поглощенного Na и определяется более тесной связью нижних горизонтов затопляемых почв с грунтовыми водами.

Микроморфологическое выражение слитости заключается в крайне однородном микростроении материала основы слитых горизонтов, в абсолютном преобладании в его составе неагрегированной гумусово-глинистой плазмы. Темные гумусовые вещества плазмы находятся в состоянии высо-

кой дисперсности, равномерно распределены в плазме и связаны с глиной. Слитизация сопровождается активной минерализацией и обесцвечиванием органических остатков, сегрегацией полуторных окислов в конкреции, микроконкреции и другие виды микроновообразований.

Изменения органического вещества и характера агрегации. Аридизация слитых почв привела к увеличению содержания в гор. А₁ слит темных форм органических остатков и формированию гумусовых микроагрегатов 1-го порядка, размером до 10 мкм. Эти образования имеют большое морфологическое сходство с гумонами, происхождение которых связывают с коагуляцией кальцием гуминовых кислот и которые считают наиболее характерными морфологическими формами гумуса для почв степной зоны (Ярилова, 1963; Parfenova, Yarilova, 1967; Ярилова и др., 1974). В микрозонах с наличием гумусовых агрегатов 1-го порядка идет образование более сложных структурных отдельностей — микроагрегатов 2-го порядка. Лучше выражена микроагрегация материала верхних горизонтов разрезов слитых почв, более удаленных от р. Дон и не испытывающих в настоящее время весеннего затопления. При этом в микроагрегатах любых размеров прослеживается следующая закономерность: микрозоны с наиболее агрегированным материалом приурочены к темным разлагающимся растительным остаткам. Таким образом, свежее органическое вещество и продукты гумификации в условиях отсутствия длительных фаз переувлажнения, закрепляясь с другими компонентами почвенной плазмы, приводят к формированию агрегатов 1-го и 2-го порядков.

В почвах, продолжающих испытывать регулярное затопление, трансформация органических остатков идет в направлении их активной минерализации, т.е., согласно Ф.Дюшофуру, по пути "упрощения составных частей свежего органического вещества, приводящего к образованию растворимых и газовых составляющих" (Дюшофур, 1970, с. 138). Продукты минерализации в условиях перенасыщения почвенной толщи водой выносятся из органических остатков (что является причиной обесцвечивания последних), вместе с тем равномерно распределяются в массе горизонтов, где и идет синтез сложных органо-минеральных комплексов.

С целью установления качественного состава агрегатов, формирующихся в профилях слитых почв, было проведено исследование почвенных структурных отдельностей по методу "анатомирования", предложенному И.Н. Антиповым-Каратаевым с соавторами (1948). Мы дополнили этот метод наблюдением микроморфологических изменений, происходящих в ходе анализа.

Микроморфологический контроль за ходом коллоидно-химического "анатомирования" осуществляется в шлифах, изготовленных из материала, отобранного после очередной стадии обработки. Материал закреплялся горячими смесями естественных смол и органических растворителей (Мочалова, 1956; Губин, 1973) непосредственно в кюветах, в которых проводилась его обработка реагентами в ходе "анатомирования". Кюветы представляли собой предметные стекла с наклеенными на них квадратными рамками размером 25 x 25 x 10 мм, выполненными из эпоксидной смолы. После заливки кювет горячими смесями смол они помещались в сушильный шкаф, где велась дальнейшая проварка материала. По окончании проварки кюветы охлаждались и проводились шлифование и доводка

Таблица 1.

Химические свойства почв

Горизонт	Глубина, см	Гумус, %	рН водн.	Поглощенные основания, % от суммы		
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺
Опорный разрез 24						
A _д	0-5	6,7	6,0	78,4	17,8	3,8
A ₁ слит	5-35	3,1	6,3	74,6	22,1	3,3
B ₁ слит	35-60	1,4	7,0	72,5	22,7	4,8
B ₂ слит	60-85	0,9	7,1	71,2	23,8	5,1
B _{Ca}	85-120	0,3	7,6	67,7	29,8	3,4
BC	120-160	0,2	8,1	70,0	20,8	9,2
Опорный разрез 26						
A _д	0-5	6,4	6,4	84,4	12,8	2,9
A ₁ слит	5-18	2,1	6,4	77,9	18,8	3,4
B ₁ слит	18-55	1,2	6,7	78,5	15,2	6,3
B ₂ слит	55-70	0,5	7,3	78,7	15,4	5,8
B _{Ca}	70-100	0,3	7,8	68,8	18,4	12,8

Таблица 2

Фракционный состав гумуса

Глубина, см	Содержание общего С, %	Гуминовые кислоты			
		I	II	III	Σ
Опорный разрез 24					
0-5	3,91	1,02	11,76	10,74	23,52
5-15	1,80	1,11	11,66	10,55	23,32
25-35	1,08	0,92	10,18	26,85	37,95
45-55	0,84	1,19	5,95	14,28	21,42
Опорный разрез 26					
0-5	2,33	2,57	9,48	12,64	24,69
5-18	1,20	1,66	6,66	11,66	19,98
18-55	0,72	1,38	15,27	25,83	42,48

уже приклеенного к покровному стеклу образца. После каждого вида обработки при "анатомировании" шлифы для микроморфологического контроля изготавливались в трехкратной повторности.

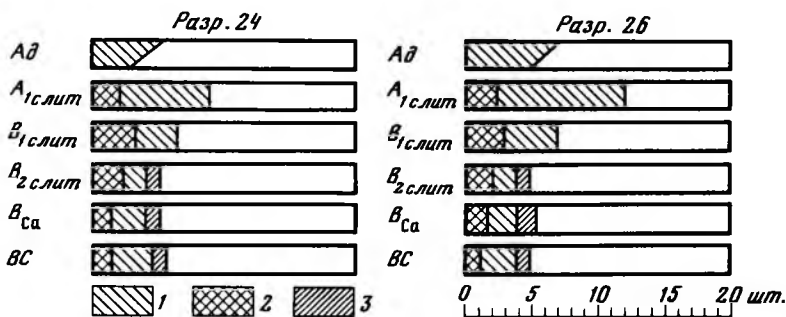
Проведенное коллоидно-химическое "анатомирование" микроструктурных и структурных отдельностей показывает, что микроагрегаты 2-го порядка являются водопрочными образованиями. Наиболее активным изменениям они подвержены после удаления свободного и рыхлосвязанного органического вещества. В результате их удаления микроагрегаты распа-

Емкость поглощения, мг-экв/100 г почвы	CO ₂ карбонатов, %	SiO ₂ в 5% ной КОН	Вытяжка Тамма, % на прокаленную навеску	
			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Опорный разрез 24				
44	1,0	2,0	0,1	1,5
48	1,0	2,3	0,3	1,4
40	1,0	1,2	0,2	1,3
39	1,0	1,3	0,1	0,9
17	1,3	0,9	0,1	0,4
9	1,7	Не опр.	0,1	0,3
Опорный разрез 26				
40	1,0	2,9	0,4	1,2
47	1,0	1,8	0,3	1,2
41	1,0	1,5	0,2	1,4
27	0,7	1,1	0,1	0,7
18	—	—	—	—

Фульвокислоты					Негидролизуемый мый остаток, %	Сгк/Сфк
Ia	I	II	III	Σ		
Опорный разрез 24						
2,04	6,90	3,32	18,41	30,67	45,81	1,3
1,11	7,77	1,66	5,00	15,54	61,14	1,5
0,00	2,77	12,96	6,48	22,21	39,84	1,2
0,00	2,38	9,52	4,76	11,90	66,68	1,3
Опорный разрез 26						
1,58	6,71	7,50	7,50	23,29	52,02	1,0
0,83	5,83	10,83	6,66	24,15	55,87	0,8
0,94	0,00	15,50	5,77	22,21	36,31	1,8

даются с обособлением микроагрегатов I-го порядка. Согласно представлениям И.Н. Антипова-Каратаева с соавторами (1948), ведущую роль в формировании подобного рода агрегатов играют органические "клеи", которые рыхло адсорбированы на поверхности глинистых частиц, а также самостоятельные осадки щелочноземельных и щелочных гуматов.

Относительная устойчивость микроагрегатов I-го порядка к первой фазе щелочного гидролиза и активный их распад при удалении R₂O₃ позволяют говорить об участии (как агрегирующего компонента) в их формиро-



Содержание органо-минеральных микроновообразований в центральных частях генетических горизонтов (шт. на 25 м² площади шлифа)

1 — микроконкреции < 0,2 мм; 2 — микропятна до 0,05 мм; 3 — диффузные кольца

вании гуминовых кислот, связанных с устойчивыми гидратами полутора-окисей. По этому признаку они, очевидно, отличаются от гумонов в почвах степной зоны, которые состоят, по мнению Е.А. Яриловой и Е.И. Парфеновой (Ярилова, 1963; Parfenova, Yarilova, 1967), из серых коагулированных с Са гуминовых кислот.

Следует отметить прочную связь высокодисперсных форм темного гумуса с глиной в материале слитых горизонтов. Согласно схеме И.Н. Антипова-Каратаева, она возникает в результате валентных связей органического вещества с поверхностью глинистых частиц. Ее появлению благоприятствует длительное избыточное увлажнение.

Таким образом, в слитых почвах с прекращением фаз длительного переувлажнения в составе гумуса увеличивается доля гуминовых кислот, обладающих высокой агрегирующей способностью, формируются микроагрегаты 1-го порядка. В них идет закрепление с гуминовыми кислотами полуторных окислов. Формирование микроагрегатов 1-го порядка отражает особенности начальных этапов структурообразования в этих почвах.

Для современного этапа развития слитых почв более характерно формирование микроагрегатов 2-го порядка, агрегация которых осуществляется за счет гуматов щелочноземельных металлов и свежего органического вещества. Появление в верхних горизонтах сложных микроагрегатов позволяет говорить о приобретении слитыми почвами в настоящее время время микропризнаков почв лугово-степного ряда.

Изменения новообразований. Важное значение для диагностики протекающих в слитых почвах процессов имеют микроновообразования R₂O₃. Наиболее широко представлены в рассматриваемых профилях микроконкреции, микропятна, диффузионные кольца R₂O₃. Посчет содержания вышеперечисленных форм микроновообразований проводился в шлифах из образцов, отобранных в летнее время. Для каждого горизонта определение проведено в 12–16 шлифах при средней площади поверхности каждого шлифа 200–250 мм².

Распределение форм микроновообразований в профилях слитых почв показывает, что максимум приходится на гор. A_{1слит}, при этом более высоким содержанием микроновообразований характеризуется профиль слитой почвы, продолжающей испытывать затопление (рисунок). Доми-

нирующими формами являются сравнительно хорошо оформленные микропята R_2O_3 . Вниз по профилю возрастает содержание микроконкреций. Принимая микроновообразования за центры сегрегации полуторных окислов, на основании изучения содержания и распределения различных их форм в профилях сравниваемых почв можно сделать вывод о более слабой мобилизации, перераспределении и закреплении полуторных окислов в профилях слитых почв, прекративших испытывать затопление.

Для выяснения вопроса: идут ли в настоящее время процессы сегрегации полуторных окислов в профилях слитых почв, было проведено изучение содержания микроплат окислов железа в весенний (апрель) и осенний (октябрь) сроки в опорных разрезах. Образцы отбирались в указанные сроки из шурфов, заложенных в непосредственной близости от опорных разрезов в пределах элементарного почвенного ареала. Подсчеты содержания микроплат проводились в гор. $A_{1\text{слит}}$, на контакте гор. $A_{1\text{слит}}$ и $B_{1\text{слит}}$, в гор. $B_{1\text{слит}}$.

Проведенное предварительное определение числа выборок n ($n = \frac{t^2}{(\frac{\Delta}{\sigma})^2}$), где t — критерий достоверности при заданном уровне вероятности; σ — средняя квадратичная ошибка; Δ — допустимое расхождение между выборочной и генеральной средней в абсолютных цифрах — Савич, 1972) для получения достоверных величин средних арифметических с заданной точностью ($P = 0,95$) показало, что при анализе в поле шлифа 8–10 участков площадью около 25 мм^2 исследователю необходимо иметь в своем распоряжении 6–8 шлифов из каждого горизонта.

Были рассчитаны средние арифметические значения содержания микроплат в горизонтах почв в весенние и осенние сроки 2-х лет наблюдений, их доверительные границы, и установлены различия средних арифметических с заданной вероятностью: $P = 0,99; 0,90; 0,80$. С целью изучения пространственной изменчивости содержания микроплат R_2O_3 в соответствующих горизонтах в пределах ЭПА были рассчитаны эти же параметры для летних сроков в гор. $A_{1\text{слит}}$, $B_{1\text{слит}}$, слое между ними опорного разреза Р-24 и шурфа, заложенного в непосредственной близости от него (Р-24А). Расчеты проведены с использованием ЭВМ "Мир-22" в ВЦ Научного центра биологических исследований АН СССР в г. Пущине.

Установлено, что: 1) в летний период в пределах ЭПА в соответствующих горизонтах содержание микроплат не различается с заданным уровнем вероятности ($P < 0,80$), что позволяет считать пространственное изменение содержания микроплат в этих горизонтах в пределах ЭПА незначительным, а полученные результаты подсчета отнести к единому профилю — к опорному разрезу; 2) в рассматриваемых профилях существует достоверное, с вероятностью 0,99, различие в содержании микроплат между горизонтами в весенние и осенние сезоны (табл. 3). При этом профиль слитой почвы, испытывающей в настоящее время весеннее затопление, характеризуется повышенным содержанием микроплат R_2O_3 , особенно в горизонте $A_{1\text{слит}}$; 3) в почве, не подверженной регулярному затоплению, существуют различия в содержании микроплат в центральных частях гор. $A_{1\text{слит}}$ и в слое на контакте гор. $A_{1\text{слит}}$ и $B_{1\text{слит}}$. В последнем содержании их несколько выше, чем в толще гор. A_1 ; это связано с более активной сегрегацией полуторных окислов в зоне контакта. В слитой почве, испы-

Т а б л и ц а 3

Содержание R_2O_3 в различные сезоны в профилях слитых почв (на 25 мм² площади шлифа). $P = 0,95$

Горизонт	Глубина, см	$M = M \pm mt$		Вероятность различий		Количество шлифов	Количество зон	
		апрель	октябрь	между горизонтами				
				апрель	октябрь			
Опорный разрез 24								
A_1 слит	10	$7,3 \pm 3,2$	$6,4 \pm 2,2$			0,80	24	121
Контакт A_1 слит и V_1 слит	35	$10,7 \pm 2,8$	$9,8 \pm 2,2$	0,90	0,90	Не различаются	32	124
				0,99	0,99			
V_1 слит	45	$3,2 \pm 1,8$	$3,2 \pm 1,9$			То же	26	134
Опорный разрез 26								
A_1 слит	10	$10,8 \pm 2,6$	$9,2 \pm 2,3$			0,90	32	131
Контакт A_1 слит и V_1 слит	18	$12,6 \pm 2,4$	$11,0 \pm 2,5$	0,80	0,90	0,80	31	139
				0,99	0,99			
V_1 слит	30	$3,9 \pm 2,6$	$3,5 \pm 2,8$			Не различаются	32	125

тывающей влияние поемности, различия в содержании микропятен между нижней и средней частями гор. $A_{1\text{слит}}$ выражены мене значительно.

Проведенные подсчеты содержания микропятен в одних и тех же горизонтах, на одних и тех же глубинах в апреле и октябре показывают, что их количество в гор. $A_{1\text{слит}}$ изменяется от весны к осени. Максимум содержания микропятен приходится на весну, минимум — на осень. Это позволяет считать определенную часть микропятен неустойчивыми, динамичными формами сегрегации R_2O_3 .

В обеих почвах различия в количестве микропятен между весенними и осенними сезонами для средней части гор. $A_{1\text{слит}}$ невелики и еще меньше для переходного слоя к гор. $V_{1\text{слит}}$. Толща гор. $V_{1\text{слит}}$ вообще не испытывает сезонных изменений содержания микропятен ($P < 0,80$).

Образование микропятен мы склонны связывать с колебанием окислительно-восстановительных условий в весенний период, а также с активной микробиологической деятельностью. Уменьшение их количества к осени может быть связано с использованием микроорганизмами материала некоторых из микропятен в летний период. Не исключена возможность, что в период иссушения почвенных профилей происходит частичная минерализация органического вещества, входящего в состав микроновообразований, нарушаются его связи с R_2O_3 , что также способно повлечь за собой их распад.

Сопоставление сезонной динамики содержания микропятен в профилях двух рассматриваемых почв показывает, что их содержание в гор. А₁ слит почвы, продолжающей испытывать затопление (разр. 26), в апреле и октябре различается с вероятностью 0,90, в переходном слое — с вероятностью 0,80. В незатопляемых слитых почвах различия в соответствующих горизонтах на заданную ступень ниже. Этот факт указывает на снижение интенсивности процессов сегрегации полуторных окислов в профилях слитых почв при выведении их из поемного режима.

Таким образом, использование микроморфологического метода позволило диагностировать начальные этапы изменения аллювиальных луговых темноцветных слитых почв поймы Нижнего Дона в условиях активной аридизации пойменного ландшафта. Все эти изменения указывают на приобретение в настоящее время слитыми почвами черт степного почвообразования и ослабление признаков лугового процесса, в частности перераспределения соединений железа в верхних горизонтах.

ЛИТЕРАТУРА

Антипов-Каратаев И.Н., Келлерман В.В., Хан Д.В. О почвенном агрегате и методах его исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1948.

Быстрицкая Т.Л., Тюрюканов А.Н. Черные слитые почвы Евразии. М.: Наука, 1971.

Губин С.В. Полевое закрепление образцов почв легкого механического состава и с рыхлой структурой для микроморфологических исследований. — Почвоведение, 1973, № 8.

Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М.: Прогресс, 1970.

Мочалова Э.Ф. Изготовление шлифов с ненарушенным строением. — Почвоведение, 1956, № 10.

Савич В.И. Применение вариационной статистики в почвоведении. М., 1972.

Ярилова Е.А. Микроморфология почв Ергенинской возвышенности. — Почвоведение, 1963, № 2.

Ярилова Е.А., Целищева А.К., Федоров К.Н. Микроморфологическая диагностика некоторых элементарных почвообразующих процессов в почвах основных природных зон СССР. — Тр. X Междунар. конгр. почвовед. М.: Наука, 1974.

Parfenova E.I., Yariłova E.A. Humus microforms in the soils of USSR. — Geoderma, 1967, vol. 1, N 3—4.

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОЧВ

УДК 631.445.4 : 631.472.8

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ЧЕРНОЗЕМОВ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Е.А.Ярилова, Е.М.Самойлова, А.Н.Поляков, В.И.Макеева

Черноземы формируются под покровом лугово-степной и степной растительности в условиях полуаридного суббореального климата преимущественно на мелкоземистых карбонатных породах. Профиль этих почв состоит из двух основных горизонтов: мощного темноокрашенного зернистого гумусо-аккумулятивного и карбонатного (в некоторых случаях карбонатный горизонт отсутствует). Для черноземов, развитых в наиболее сухом климате, характерен также солевой горизонт, залегающий под карбонатным.

Наиболее существенный процесс в почвах черноземного типа — дерновый, заключающийся в накоплении гумуса, преимущественно гуматно-кальциевого *in situ*, в слое мощностью до 1 м и более, в аккумуляции в верхней части профиля биофильных элементов — N, P, K, Fe и обменных оснований, в создании зернистой структуры (в значительной степени копрогенной). Превращения первичных и вторичных алюмосиликатов в черноземах развиты слабо.

При огромной протяженности черноземной полосы, шириною в сотни километров, состав, свойства и процессы, идущие в черноземах, наряду со сходством в существенных чертах имеют в то же время определенные различия. В соответствии с "Классификацией и диагностикой почв СССР" (1977) тип черноземов подразделяется на фациальные подтипы по термическому режиму и другим биохимическим показателям, далее на роды по составу почвообразующего материала и т.д.

Черноземный тип очень ярко и многообразно, большим количеством разновидностей представлен на Восточно-Европейской равнине, где эти почвы занимают около 1 млн. км² (Прасолов, 1939). В пределах Русской равнины, в ее центре, находится наиболее "совершенный" представитель черноземного типа — типичный (умеренно теплый, промерзающий) чернозем Среднерусской возвышенности. Профиль этого типа имеет строение А—АВ—В_к—С_к. Горизонт А — мощностью около 1 м, зернистый, темно-серый, сменяется неоднородно окрашенным, перерытым, комковато-ореховатым гор. АВ — мощностью 20—30 см, вскипяющим от HCl, вслед за которым идет палевый микропористый гор. В_к с карбонатами в рассеянном виде — в форме прожилок, налетов, а с 150 см — в виде журавчиков. По всему профилю видны ходы червей, содержащие большое количество копролитов, и кротовины. Типичные черноземы региона подробно изучены в отношении химического состава, агрохимических свойств, солевого и водного режима (Большаков, 1961, Афанасьева, 1966). Ряд работ

посвящен микроморфологии этих почв (Целищева, 1966; Ярилова, 1971, 1974; Поляков, Ярилова, 1978). Типичный чернозем характеризуется губчатым микросложением.

Почвенная масса гумусового горизонта состоит главным образом из соединенных между собой сложных агрегатов и микроагрегатов. Это преимущественно выбросы дождевых червей, энхитрид и других беспозвоночных, которыми заполнены все биопоры. Многочисленные ходы червей и мезофауны, а также сообщающиеся между собой мелкие внутриагрегатные поры придают связной почвенной массе губчатое микросложение, неагрегированный материал отсутствует.

Переходный гор. АВ имеет более плотное микросложение вследствие наличия в нем наряду с таким же, как в гор. А, гумусированным высокопористым материалом более крупных простых агрегатов неправильной формы, представленных слабо переработанным материалом лёссовидного суглинка. Эти агрегаты пронизаны мало связанными между собой ходами мезофауны, часть которых включает копролиты и скопления экскрементов энхитрид.

В гор. В/С и С появляются отдельные микрозоны, сложенные неагрегированным материалом.

Органическое вещество чернозема представлено растительными остатками и аморфным гумусом. Растительных остатков немного, и они находятся в основном в биопорах; среди них преобладают почти свежие. В почвенной основе содержатся немногочисленные сильноразложенные гумифицированные ткани.

Таким образом, условия гумификации растительных остатков и накопления муллевого гумуса в типичном черноземе более благоприятны, чем в каком-либо другом почвенном типе. В этой почве различаются три микроформы гумуса: 1) темноокрашенные зернистые частички (гумоны) размером 3–8 мкм; 2) коллоидно-дисперсный буроокрашенный гумус, связанный с глиной в виде сравнительно однородной массы; 3) темно-бурый тонкодисперсный гумус, скапливающийся по краям агрегатов.

Первая форма гумуса, соответствующая скоагулированным, наиболее высокополимеризованным и конденсированным гумусовым веществам, преобладает в типичном черноземе, почти полностью маскируя коллоидно-дисперсный гумус, который представляет гумусовые кислоты более простого строения, более мобильные.

Тонкодисперсная часть типичных черноземов находится в основном в скоагулированном состоянии, имеет карбонатно-глинистый, гумусо-глинистый и глинистый состав. Две последние формы плазмы обнаруживают некоторую подвижность. В гумусовом горизонте она проявляется в виде мелких анизотропных обособлений гумусо-глинистого материала в местах разложения растительных тканей, тонких пленок на стенках единичных пор и поверхности зерен минералов. Исходя из представлений В.В.Пономаревой о генезисе гумусового профиля, можно допустить, что тонкодисперсный гумус этих обособлений и пленок соответствует неполностью усредненным кальцием бурым гумусовым кислотам. В переходном гор. АВ и карбонатном гор. В_к в отдельных микрозонах наблюдается слабо выраженная струйчатая оптическая ориентировка глинистого вещества почвенной основы. В переходном горизонте и ниже появляются округлые обособления глины —

ооиды с неясно выраженной кольцевой ориентировкой. В гор. В_к встречаются также единичные тонкие глинистые пленки на поверхности минералов.

Наличие карбонатного горизонта — характерная генетическая черта черноземов. Формы выделения карбонатов в типичном черноземе многообразны. Преобладает микрозернистый кальцит, инкрустирующий глинистую массу и концентрирующийся вокруг пор или заполняющий полностью некоторые из них. Встречается также мелкозернистый кальцит, кристаллы которого заполняют поры-камеры, поры-каналы и обнаруживаются в рассеянном состоянии в почвенной основе. Игольчатая форма кальцита — люблинит, образует псевдомицелий по ходам и порам в верхней части карбонатного горизонта. В гор. В_к на глубине более 150 см встречаются округлые карбонатно-глинистые агрегаты-ооиды с оптически ориентированной глиной по краям.

В "эталонном" типичном черноземе Среднерусской возвышенности встречаются единичные непрозрачные стяжения окислов железа вместе с темноокрашенным материалом (гумусом и соединениями Mn). Их наличие трактуется как результат современной слабой подвижности железа и марганца или как признак палеогидроморфизма.

Типичные черноземы в пределах всей Русской равнины, независимо от фациальных различий, связанных с биоклиматическими особенностями, или различий, обусловленных литолого-геоморфологическими и историко-геологическими факторами, обладают теми же признаками микроморфологического строения, что и рассмотренный чернозем. Это хорошая биогенная агрегированность и губчатое сложение почвенной массы, гумус типа "муль" с преобладанием темноокрашенных гумонов, выделение кальцита в разнообразных формах (микрозернистого, игольчатого, мелкозернистого), скоагулированное состояние тонкодисперсного вещества, едва заметные проявления подвижности глины в отдельных микрозонах, наличие ооидов.

Изменение биоклиматической обстановки с запада на восток Русской равнины сопровождается определенными изменениями в морфологии типичного чернозема. Типичные черноземы Украины, формирующиеся в условиях сравнительно мягкого климата, обладают более растянутым и менее гумусированным гумусным горизонтом по сравнению с черноземами Среднерусской возвышенности. Миграционные формы карбонатов выражены в профиле более ярко. В противоположность этому черноземы восточной части Русской равнины — Окско-Донской низменности развиваются в условиях более континентального сухого и холодного климата, с чем связана некоторая укороченность гумусового горизонта, уменьшение содержания мобильных форм карбонатов.

Изменения в биоклиматической обстановке отражаются и на микростроении типичного чернозема. В черноземах Окско-Донской низменности гумус характеризуется наиболее темной окраской, особенно четко выраженной зернистостью. В направлении с востока на запад уменьшается количество и ослабляется степень выраженности темноокрашенного зернистого компонента гумуса. Гумоны становятся более рыхлыми, приобретают расплывчатые, нечетко очерченные края. В этом же направлении возрастает ко-

личество коллоидно-дисперсного буроокрашенного гумуса. Следовательно, ослабление иссушения и промерзания черноземов приводит к ослаблению полимеризации и конденсации гумусовых кислот, к уменьшению содержания наиболее "инертных" форм гумуса. В то же время в черноземах Окско-Донской низменности зафиксировано довольно много полуразложившихся и углеподобных "обугленных" растительных остатков, значительная часть которых, по-видимому, является продуктом неполной гумификации. Такого рода образования очень характерны для почв избыточного увлажнения (Неуструев, 1930). Наличие их в черноземах Окско-Донской низменности может быть связано с плохим внутренним дренажем этих почв, обусловленным их тяжелым, глинистым, механическим составом и наличием водупорной морены на глубине 5–15 м. Кроме того, обогащенность органического вещества этим компонентом может быть следствием палеогидроморфности черноземов Окско-Донской равнины (Самойлова, 1978). Известно, что часть почвенного гумуса имеет очень большой возраст, соизмеримый с возрастом почвы (Scharppenseel et al., 1968). "Обугленные" частицы в условиях затрудненного дренажа могли сохраниться в почве в течение нескольких тысячелетий. Характерно, что их количество возрастает сверху вниз по профилю. Ни украинские, ни среднерусские черноземы, хорошо дренированные, практически не имеют "обугленных" растительных остатков.

Большое количество и равномерность выпадающих осадков, повышенная биохимическая активность черноземов запада Русской равнины обусловили более активную миграцию в них углекислых солей кальция. Для типичных черноземов Украины характерны обильные выделения люблинита в порах верхней части карбонатного горизонта. Отдельные иголки люблинита располагаются выше линии вскипания. В типичном черноземе Среднерусской возвышенности люблинит распространен значительно меньше, а в типичных черноземах Окско-Донской низменности эта форма кальцита редка: он обнаружен не в каждом из исследованных профилей. Здесь резко преобладают выделения микрозернистого кальцита, иногда пропитанные соединениями железа.

Характерно распределение железистых новообразований. Их практически нет в профиле хорошо дренированных типичных черноземов правобережной Украины (обнаруживаются только на глубине около 2 м), они лишь единично встречаются в среднерусском черноземе. В черноземах Окско-Донской низменности железисто-гумусо-глинистые новообразования размером от 0,1 до 0,4 мм весьма обильно рассеяны по всему профилю. Обогащенность окско-донских черноземов железистыми конкрециями, пропитка карбонатов соединениями железа обусловлены теми же условиями, что и обогащенность "обугленными" растительными остатками: прошлым гидроморфизмом и современным плохим внутренним дренажем.

Таким образом, даже черноземы одного подтипа и рода (все рассмотренные почвы сформированы на тяжелосуглинистых и глинистых лёссовидных породах) в зависимости от изменения биоклиматической обстановки приобретают заметные различия в микроморфологическом строении, хотя сохраняется сходство в основных признаках, отражающее единство почвообразовательного процесса.

Более резко различаются по микроморфологии подтипы черноземов. В

основе разделения черноземов на подтипы по морфологии лежит соотношение между гумусовым и карбонатным горизонтами, формы выделений карбонатов, признаки подвижности глинистой массы, мощность и степень гумусированности гумусового горизонта. В типичном черноземе карбонатный горизонт залегает непосредственно под гумусовым, в выщелоченном и оподзоленном черноземах обособляется безгумусовый и бескарбонатный переходный горизонт различной мощности, в обыкновенном и южном черноземах карбонаты содержатся в нижней части гумусового горизонта. Кроме того, в гумусовом горизонте оподзоленного чернозема всегда заметна белесоватая "присыпка", переходный гор. В этого подтипа чернозема обогашен пленками и натеками иллювиальной глины разной степени выраженности. Для черноземов лесостепной зоны (оподзоленного, выщелоченного и типичного) характерны выделения игольчатого, мелко- и микрозернистого кальцита; для степных черноземов (обыкновенных и южных) — исключительно микрозернистого кальцита (Лебедева, Овечкин, 1975). Все эти различия отражают изменения биоклиматических условий в ряду южные — оподзоленные черноземы.

Изменение микроморфологии в названном ряду почв авторами прослежено на примере распаханых черноземов Украинской лесостепной и Украинской степной провинций, сформированных на лёссовидных породах.

В отличие от типичных черноземов в микросложении выщелоченных и особенно оподзоленных черноземов существенную роль играет неагрегированный материал, возникающий в результате оплывания агрегатов при значительном увлажнении почвы. Максимальное его содержание приурочено к выщелоченному от карбонатов горизонту, а минимум — к верхней части гумусового слоя и горизонту скопления карбонатов. В нижней части профиля оподзоленного чернозема губчатый материал и агрегаты практически отсутствуют. Выщелоченный чернозем характеризуется более высоким содержанием агрегатов и губчатого материала по сравнению с оподзоленными.

Несколько иным соотношением компонентов микросложения характеризуются степные черноземы. В гумусовом горизонте обыкновенных черноземов резко преобладают агрегаты и материал губчатого сложения, которые находятся примерно в одинаковом соотношении, что, очевидно, связано с более слабым слипанием агрегатов в этих черноземах, менее увлажняемых по сравнению с типичными. В профиле южного чернозема губчатый материал составляет около половины объема почвенной массы. Средняя и нижняя части профиля в значительной мере сложены неагрегированным материалом.

Характерной чертой черноземов, как было указано выше, является наличие агрегатов биогенного происхождения. В оподзоленном черноземе они имеют округлую и слабо удлинённую форму с отношением длины к ширине $< 1,2$. В выщелоченном и типичном черноземе появляются сильно удлинённые биогенные агрегаты с отношением длины к ширине > 2 . Они имеют более сложное строение и хорошо выраженную внутриагрегатную порозность, представленную мелкими ветвящимися порами. В южных черноземах преобладают более мелкие слабо удлинённые агрегаты. Различия в формах и размерах агрегатов в указанных подтипах черноземов, очевидно, связаны с различиями в видовом составе почвенной мезофауны. Для профиля

оподзоленного и выщелоченного черноземов характерно присутствие блоковых структурных отдельностей, сложенных неагрегированным материалом и отделенных друг от друга трещинками и каналовидными порами. Количество блоковых структурных отдельностей особенно велико в оподзоленном черноземе. Предполагается, что они образуются при сплывании почвенного материала и его последующем растрескивании при смене периодов увлажнения — высыхания. Вероятнее всего, резкое уменьшение биогенных агрегатов и увеличение содержания блоковых структурных отдельностей в оподзоленном черноземе обусловлены слабой устойчивостью агрегатов при распадке в связи с выщелоченностью этих черноземов от карбонатов и значительным количеством относительно подвижных гумусовых веществ, входящих в состав цемента агрегатов.

Черноземы, принадлежащие к разным подтипам, различаются по количеству и соотношению растительных остатков разной степени разложения. В качестве общей закономерности можно указать на увеличение общего содержания растительных остатков от южных к оподзоленным черноземам. Об интенсивности их трансформации в зависимости от подтиповой принадлежности черноземов можно судить по соотношению растительных остатков разной степени разложения. В степных черноземах слабо-, средне- и сильноразложившиеся растительные остатки имеют подчиненное значение по сравнению со свежими. В типичном черноземе количество промежуточных форм разложения растительных остатков несколько возрастает по сравнению со степными черноземами, хотя и здесь заметно преобладание свежих растительных тканей. В выщелоченном и оподзоленном черноземе заметно преобладают растительные ткани разных стадий разложения.

Исследуемые подтипы черноземов характеризуются также различным содержанием и соотношением форм аморфного гумуса. В степных черноземах Украины преобладают гумоны размером 3—6 мкм, четко выраженных очертаний. В лесостепных черноземах размер гумонов 6—8 мкм, отмечается тенденция их к расплыванию, усиливающаяся от типичных к оподзоленным черноземам. Наибольшее содержание рассеянных гумонов обнаружено в типичном черноземе (8000 на 1 мм²). В обыкновенном, выщелоченном и оподзоленном черноземах количество гумонов находится в пределах 5800—7500 на 1 мм². Южные черноземы характеризуются наименьшим содержанием гумонов — 1300—2000 на 1 мм².

Буроокрашенный коллоидно-дисперсный гумус преобладает в южном черноземе. В остальных подтипах черноземов он в различной степени маскируется темноокрашенным гумусом.

Темно-бурый тонкодисперсный гумус в южном и обыкновенном черноземе находится в подчиненном количестве. Содержание этого гумуса возрастает в выщелоченном и особенно оподзоленном черноземе. В этих почвах основная часть темно-бурого гумуса концентрируется в краевых частях агрегатов, расположенных в нижней части перегнойного горизонта, что отражает увеличение содержания более подвижных компонентов в фракционном составе гумуса.

Различия в содержании форм органического вещества в черноземах разных подтипов закономерно связаны с различиями в биоклиматической обстановке. По мере движения с севера на юг увеличивается сухость климата

и в соответствии с этим улучшаются условия аэрации, возрастает интенсивность процессов минерализации растительных остатков, нередко до простых конечных продуктов разложения. Наилучшие условия для гумификации и накопления гуматного высококонденсированного гумуса складываются в типичном черноземе, что четко выявляется по максимальному количеству гумонов в гумусовом горизонте почв этого подтипа. Значительное увеличение интенсивности минерализации органического вещества в южном черноземе проявляется в сокращении числа гумонов, преобладании более дисперсных буроокрашенных гумусовых веществ.

Закономерным образом изменяется тонкодисперсная часть в ряду от южного до оподзоленного чернозема Украины. В степных черноземах гумусо-глинистая и карбонатно-глинистая плазма находится в скоагулированном состоянии. В лесостепных черноземах в зависимости от их подтиповой принадлежности в различной степени выражена подвижность глинистой плазмы. В профиле типичного чернозема имеют место локальная переориентировка и подвижность глинистых частиц, что приводит к образованию тонких пленок на поверхности некоторых минеральных зерен и на стенках единичных пор. В выщелоченном черноземе глинистое вещество почвенной основы приобретает чешуйчатое строение, стенки отдельных пор и зерен минералов покрыты пленками оптически ориентированной глины. В межпоровом пространстве оподзоленного чернозема основная часть глинистой плазмы также имеет чешуйчатое строение и наблюдаются пленки на поверхности минеральных зерен. Образование вышеперечисленных форм микростроения глинистого вещества определяется напряжением и давлением, возникающим и при разбухании и сжатии почвенного материала. В гор. А оподзоленного чернозема много микрозон, обедненных глинистым веществом, с повышенным содержанием зерен кварца.

Основная часть пленок в порах гор. В выщелоченного чернозема имеет толщину менее 10 мкм. В оподзоленном черноземе преобладают пленки, толщина которых находится в пределах 15–35 мкм. Глинистые пленки на скелетных зернах в почвах обоих подтипов имеют одинаковую толщину, не превышающую 10 мкм. Исходя из этого, можно допустить, что пленки на поверхности минеральных зерен в выщелоченном и оподзоленном черноземах и преобладающая часть пленок в порах гор. В выщелоченного чернозема образовались путем локальной ориентировки тонкодисперсных частиц. Возникновение глинистых пленок в порах гор. В выщелоченного чернозема в результате процессов иллювирирования имеет подчиненное значение. В оподзоленном черноземе первостепенная роль в образовании глинистых пленок в порах принадлежит процессам перемещения и отложения тонкодисперсного материала. При этом его иллювирирование осуществляется в основном по межагрегатным порам и трещинам.

На более высокую подвижность глинистой плазмы в оподзоленном черноземе указывает и появление в отдельных микрозонах околопорового пространства глинистых обособлений с параллельно-волоконистой и струйчатой ориентировкой, а также хорошо выраженных натеков в гор. В.

В типичном, выщелоченном и оподзоленном черноземах с глубины 200–220, 170–180 и 20–30 см соответственно появляются округлые глинистые образования — оиды. Они отличаются по концентрации тонкодисперсного материала от окружающей почвенной основы и имеют слабую оптическую

ориентировку в виде концентрических полос. Для нижней части профиля обыкновенного и южного черноземов характерно наличие ооидов с большим количеством криптокристаллического кальцита.

Для лесостепных черноземов Украины характерно наличие железистых новообразований. В выщелоченном и типичном черноземах плотные округлые конкреции размером 0,15–0,50 мм располагаются на глубине 170–200 см в микрizonaх почвенной основы, свободной от карбонатов. Их возникновение определяется, по-видимому, временным избыточным переувлажнением, но не исключено также, что они являются реликтовыми образованиями. В оподзоленном черноземе наряду с плотными конкрециями в средней и нижней частях профиля обнаружены концентрические железистые новообразования и микрizonaы с повышенным содержанием железа в виде пятен с расплывчатыми краями. Последние особенно характерны для почв и отложений, где происходит современное формирование железистых конкреций (Поляков, 1967; Макеева и др., 1974).

Как уже отмечалось, формы и распределение карбонатных новообразований, определяемые в основном гидротермическими условиями, различны у разных подтипов черноземов. Проведенные в последнее десятилетие микроморфологические исследования черноземов, в частности в правобережной Украине, выявили различия и по микроформам карбонатов, которые, однако, не вполне коррелируют с различиями в макроформах.

Карбонатный профиль южного чернозема складывается из верхней зоны пропитки и лежащей под ней зоны белоглазки. У обыкновенного чернозема имеется сверху еще одна зона налетов в виде тонких корочек на стенках крупных пор и поверхностях структурных отдельностей (Лебедева, Овечкин, 1975), а среди белоглазки встречаются карбонатные трубочки. Все эти новообразования состоят из микрoзернистого кальцита, выпадающего из концентрированных растворов бикарбоната кальция при интенсивном испарении. Следовательно, по микроформам карбонатов подтипы степных черноземов не различаются между собой. Отмечены лишь небольшие различия в размерах зерен кальцита у разных новообразований: в пропитке — 2–3 мкм, в белоглазке — около 1 мкм, в налетах — до 5 мкм, что связано с не вполне одинаковыми условиями их кристаллизации. Зерна кальцита, имеющие более или менее округлую форму, в пропитке довольно равномерно инкрустируют глинистую часть почвы. Белоглазка представляет скопления микрoзернистого кальцита в подгумусовом горизонте вокруг биопор и внутри их, выпадающего в результате десуктивного иссушения растительностью гумусового горизонта.

У типичного чернозема зона налетов разделена на две части. В верхней части располагается игольчатый кальцит в виде пучков, прилегающих к стенкам пор, а также более рыхлых войлокообразных выделений в них; длина игл 0,1–0,5 мм. В нижней части зоны налет образован в основном микрoзернистым кальцитом, равномерно инкрустирующим почвенную массу и образующим более плотные скопления по стенкам пор. Нижележащая зона с преобладанием карбонатных трубочек характеризуется уменьшением содержания игольчатого кальцита, наличием микро- и мелкозернистого кальцита. Последний в форме шестигранных кристаллов размером 0,05–0,07 мм образует трубки, прилегающие к стенкам пор. Отдельные зерна имеют радиально-волокнистое строение (арагонит). В нижней части карбо-

натного профиля этого чернозема находится главным образом микрозернистый кальцит в рассеянном состоянии и в форме журавчиков.

В выщелоченном черноземе карбонатные новообразования представляют в основном трубочки, образованные мелкозернистым кальцитом, и лишь в верхней части карбонатного профиля наряду с ними появляется игольчатый кальцит с длиной кристаллов 0,05—0,1 мм. Общее содержание его меньше, чем в типичном черноземе. Мелкозернистый кальцит располагается в порах, иногда вместе с игольчатым.

В оподзоленном черноземе в переходном к почвообразующей породе горизонте встречаются все те же микроформы карбонатов, что и в выщелоченном черноземе, но игольчатого кальцита здесь значительно меньше. Макрозернистый кальцит находится в рассеянном состоянии и образует ореолы вокруг пор. Отмечается его перекристаллизация в игольчатую форму.

Из изложенного видно, что подтипы лесостепных черноземов содержат одни и те же микроформы карбонатов и различаются между собой лишь их профильным распределением и количественными соотношениями. Сезонные миграции карбонатов находят свое выражение в образовании игольчатого и микрозернистого кальцита. В типичном черноземе верхняя их граница не совпадает, игольчатый кальцит образует самостоятельную зону выше зоны распространения микрозернистого кальцита. О том, что миграция карбонатов происходит наиболее интенсивно по профилю типичного чернозема, свидетельствуют наибольшая длина игл кальцита и их максимальное содержание. В выщелоченном и оподзоленном черноземах микроформы карбонатов практически не разделены. Отсюда следует, что условия миграции и осаждения карбонатов в профиле этих почв подвержены значительным сезонным изменениям не только в определенных горизонтах, но и в пределах одних и тех же микрозон (Поляков, 1980).

* * *

В микроморфологии черноземов наиболее ярко проявляются гумусообразование и карбонатно-миграционный процесс.

По-видимому, именно в черноземах наибольшее выражение приобретают процессы гумификации — образования гуминовых кислот, преимущественно их наиболее стабильных форм. Микроморфологически это проявляется в преобладании в большинстве подтипов чернозема (оподзоленном, выщелоченном, типичном, обыкновенном) темноокрашенного зернистого гумуса — гумонов. Карбонатно-миграционный процесс в черноземах также выражен очень ярко, о чем свидетельствует многообразие форм карбонатов, особенно значительное в лесостепных черноземах.

Биогенная агрегированность, губчатость — весьма выразительные черты микроморфологии черноземов — при распашке почв северных подтипов частично утрачивается, сменяясь блоковой структурой.

Микроморфология черноземов постепенно изменяется по фациям с запада на восток и от подтипа к подтипу с севера на юг. Типичный чернозем четко отграничен от степных черноземов по формам выделения карбонатов. По другим признакам он занимает промежуточное положение между выщелоченным и обыкновенным черноземами и проявляет себя как центральный подтип черноземного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьева Е.А.* Черноземы Средне-Русской возвышенности. М.: Наука, 1966.
- Большаков А.Ф.* Водный режим мощных черноземов Средне-Русской возвышенности. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977.
- Ковда В.А.* Общность и различия в истории почвенного покрова континентов. — Почвоведение, 1965, № 1.
- Лебедева И.И., Овечкин С.В.* Карбонатные новообразования в черноземах левобережной Украины. — Почвоведение, 1975, № 11.
- Макеева В.И., Ярилова Е.А., Самойлова Е.М.* Микроморфология почв Тамбовской низменности. — Вестник МГУ. Серия биол., почвоведение, 1974, № 1.
- Неуструев С.С.* Элементы географии почв. М.; Л.: 1930.
- Поляков А.Н.* Микроморфология аллювиальных отложений юго-восточного Зауралья. Геолого-геохимический сборник. М.: 1967.
- Поляков А.Н.* Микроморфология черноземов правобережной лесостепи Украинской ССР. — Почвоведение, 1980, № 9.
- Поляков А.Н., Ярилова Е.А.* Основные черты микросложения черноземов Центрально-Черноземных областей. — Почвоведение, 1978, № 5.
- Пономарева В.В.* О генезисе гумусового профиля чернозема. — Почвоведение, 1974, № 7.
- Прасолов Л.И.* Чернозем как тип почвообразования. — В кн.: Почвы СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1.
- Самойлова Е.М.* Черноземно-луговые почвы европейской лесостепи. — Вестник МГУ. Серия почвоведение, 1978, № 3.
- Целищева Л.К.* Микроморфологическое строение целинных черноземов и лугово-черноземных почв Стрелецкой степи. — В кн.: Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. М.: Наука, 1966.
- Ярилова Е.А.* Методика микроморфологического описания почвенных плоскопараллельных шлифов ненарушенного строения. — В кн.: Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Наука, 1971.
- Ярилова Е.А.* Микроморфология черноземов. — В кн.: Черноземы СССР. М.: Колос, 1974, т. 1.
- Scharpenseel H.W., Pieting F., Tamers M.A.* Bonn radiocarbon measurements. 1 — Radiocarbon, 1968, vol. 10.

УДК. 631.43 (477) : 631.472.8

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И МИКРОСТРОЕНИЯ ЧЕРНОЗЕМА ТИПИЧНОГО И ТЕМНО-КАШТАНОВОЙ ПОЧВЫ УССР

В.В.Медведев

Перспективность применения микроморфологического метода в физике почвы определяется прежде всего тем, что с его помощью удастся получить важную информацию об агрегатах и поровом пространстве, т.е. о тех основных компонентах почвы, на основании изучения которых возможна углубленная интерпретация физических явлений и процессов.

Ниже на примере изучения микроморфологического строения названных компонентов в двух типах почв покажем, каким образом полученная информация дополняет характеристику их водно-физических свойств. Прежде чем изложить результаты экспериментальных исследований, рассмотрим

некоторые методические подходы к изучению почвенной структуры и пор в микроскопических препаратах.

Особенности строения и прежде всего сложная иерархическая организация структуры и порового пространства почвы обуславливают необходимость применения специфических подходов к ее изучению. Структура и поры почвы нами исследовались различными приемами. В поле визуально или с помощью лупы описывали крупные единицы структуры, плотность их сложения, цвет, форму, состояние поверхности, населенность корнями, пористость. В шлифах и аншлифах, изготовленных из почвы ненарушенного сложения, при описании микроагрегатов отмечали цвет, размеры, форму, характер очертаний, порядковость, распределение клеящих веществ, трещиноватость, характер упаковки в них микроагрегатов, минеральный состав крупной фракции.

Дополнительную информацию о внешнем и внутреннем строении макроагрегатов, составе их клеящих веществ, прочности связи в них органических и минеральных компонентов получали при изучении шлифов и аншлифов, изготовленных из отдельных макроагрегатов, а также при последовательной их обработке — анатомировании различными химическими реактивами по И.Н. Антипову-Каратаеву и др. (1948).

При описании порового пространства обращали внимание на длину пор, их форму, диаметр, порядковость, состояние стенок, заполненность тонкодисперсной частью.

Шлифы и аншлифы изготовляли по методам, изложенным М.Н.Польским (1952, 1955, 1962). При изготовлении шлифов и аншлифов из отдельных макро- и микроагрегатов для предварительного их скрепления использовали фосфат-цемент для коронок несъемных зубов (другие фосфат-цементы оказались хуже). Повторность микроскопических препаратов была 4–6-кратная, в отдельных случаях — 8-кратная. Половину шлифов изготовляли в горизонтальной ориентации, половину — в вертикальной. Учетная площадь шлифов изменялась в пределах от 3 до 6 см². Большинство микроскопических препаратов были стандартной толщины, небольшая их часть — несколько толще. Методы и повторности изучения водно-физических свойств почв были общепринятыми (Вадюнина, Корчагина, 1973).

Объектом исследования были чернозем типичный мощный среднесуглинистый восточной лесостепи и темно-каштановая слабосолонцеватая тяжелосуглинистая почва южной сухой степи УССР. Обе почвы залегают на лёссе. Разрезы заложены на ровных водораздельных плато в условиях длительной (свыше 25 лет) залежи (для чернозема) и заповедной степи (для темно-каштановой почвы).

Разрез чернозема заложен на участке проведения стационарного опыта по изучению действия удобрений на урожай сельскохозяйственных культур на Сумской государственной областной сельскохозяйственной опытной станции. В профиле выделены следующие генетические горизонты: Hd (A₀) — 0–3; H(k) (A₁) — 4–51; H(p)k (B₁) — 52–90; Hpk (B₂) — 91–116; Phk (B₃) — 117–177; P(h)k (B₄) — 178–195; Pk (C) — 196–220 см и глубже. Данный профиль характеризуется достаточно типичными для чернозема признаками: ясной и глубокой гумусированностью, выраженной структурностью, скоагулированностью тонкодисперсной части, постепенностью переходов между горизонтами. Нетипичными, своеобразными признаками этой

почвы являются слабая микроэлювированность гумусового и иллювиированность переходного горизонтов. Элювиированность проявляется в наличии осветленных участков, иллювиированность — в наличии локальной сличности и сегрегации Fe_2O_3 . Так как данная почва, видимо, под лесом не была и поэтому не подвергалась оподзоливанию, наличие дифференциации в ее профиле можно предположительно объяснить тем, что в прошлом она увлажнялась более интенсивно, чем теперь.

В профиле темно-каштановой почвы (заповедник "Аскания-Нова" Херсонской области) выделены следующие генетические горизонты: Hd (e) (A_0) — 0–11; H(e) (A_1) — 12–25; Hp(i) (B_1) — 26–45; Ph(i)k (B_2) — 46–59; Pk (C) — 60–230 см. Для строения профиля (в целом достаточно типичного для зоны) характерны слабая гумусированность и дифференциация структуры и сложения: мелкозернисто-пороховидная структура и рыхлое сложение в элювиированном горизонте сменяются мелкоореховатой структурой, уплотненной в иллювиированных горизонтах и ореховато-призматической плотной — в породе. Минеральная тонкодисперсная часть скоагулирована и закреплена в микроагрегатах, с глубиной возрастают слитость и окарбоначенность.

Подробные макро- и микроморфологические описания исследованных почв, а также некоторые данные их физико-химических свойств приведены нами ранее (Веклич и др., 1979).

Рассмотрим данные водно-физических свойств основных генетических горизонтов (гумусового и переходного) и почвообразующей породы исследованных почв, а также некоторые свойства их агрегатов и порового пространства (табл. 1). По водно-физическим свойствам сравниваемые почвы достаточно благоприятны: они имеют рыхлое либо слабоуплотненное сложение, высокую общую пористость, близкое к оптимальному соотношение (при наименьшей влагоемкости) между порами, занятыми водой, в том числе доступной, и порами, занятыми воздухом, значительное содержание структурных комочков агрономически ценного размера при высокой их водоустойчивости, прочности и пористости, хорошую либо удовлетворительную способность усваивать влагу атмосферных осадков. Вместе с тем водно-физические свойства исследованных почв существенно различаются. В темно-каштановой почве в сравнении с черноземом перечисленные показатели несколько хуже, причем различия особенно заметны в уплотнении переходного горизонта и породы, структурно-агрегатном составе (данные сухого и мокрого просеивания) гумусового и переходного горизонтов и водопроницаемости всех генетических горизонтов. Так, объемный вес в переходном горизонте и в породе у чернозема составляет соответственно 1,09 и 1,17 г/см³, общая пористость — 58 и 56%; в темно-каштановой почве соответственно 1,20 и 1,30 г/см³, 55 и 52%. Чернозем в верхнем горизонте имеет меньше глыбистых отдельностей (> 10 мм) и пыли (< 0,25 мм), больше комочков размером от 10 до 0,25 мм. Более высокая агрономическая ценность почвенной структуры в черноземе в сравнении с темно-каштановой почвой доказывается существенно более благоприятными величинами водоустойчивости, пористости и механической прочности отдельных агрегатов, а также водопроницаемости почвы в целом.

Результаты изучения микростроения почв, их отдельных агрегатов и порового пространства (табл. 2) в определенной мере объясняют причины

Таблица 1

Водно-физические свойства исследованных почв

Горизонт	Глубина, см	Почва в целом			
		Объемный вес, г/см ³	Удельный вес	Общая пористость, %	Межагрегатная пористость, %
Чернозем типичный мощный среднесуглинистый					
H	4-14	1,03	2,58	60	31
Hpk	95-105	1,09	2,60	58	30
Phk	140-150	1,17	2,64	56	28
Темно-каштановая слабосолонцеватая тяжелосуглинистая почва					
H (a)	13-23	1,05	2,66	61	32
Phik	48-55	1,20	2,68	55	25
Pk	140-150	1,30	2,71	52	23

Горизонт	Глубина, см	Отдельные агрегаты			
		Размер агрегатов, мм	Объемный вес, г/см ³	Механическая прочность, %	Водоустойчивость, %
Чернозем типичный мощный среднесуглинистый					
H	4-14	3,2 × 3,7 × 4,5	1,49	66	81
Hpk	95-105	3,3 × 3,8 × 4,4	1,55	58	75
Phk	140-150	3,5 × 4,2 × 4,7	1,60	47	66
Темно-каштановая слабосолонцеватая тяжелосуглинистая почва					
H (a)	13-23	3,2 × 4,5 × 3,3	1,51	57	62
Phik	48-55	3,7 × 3,8 × 3,6	1,60	50	54
Pk	140-150	3,5 × 3,9 × 4,8	1,67	39	43

Примечания: 1. Объемный вес почвы определен по Качинскому, отдельных агрегатов — по Лыгаеву, удельный вес — пикнометрически, структурно-агрегатный состав (сухое и мокрое просеивание) — по Саввинову, водопроницаемость — по Литвинову, дифференциальная пористость — по Качинскому, механическая проч-

Почва в целом						
Содержание воздуха при наименьшей влагоемкости, %	Структурный состав (содержание, %; размер фракции, мм)				Водоустойчивость, % (содержание фракций < 0,25 мм)	Водопроницаемость, мм/час (среднее за 6 час. наблюдений)
	> 10	10-5	5-0,25	< 0,25		
Чернозем типичный мощный среднесуглинистый						
29	6	24	65	5	74	121
29	21	19	46	14	69	92
23	24	26	34	16	64	60
Темно-каштановая слабосолонцеватая тяжелосуглинистая почва						
27	12	18	57	13	54	44
23	24	21	49	6	48	38
21	26	19	42	13	39	34

Отдельные агрегаты		Поры, занятые водой, %			Соотношение	
Пористость, %	Содержание корней в комках размером 1-2 см, %	прочносвязанной	рыхлосвязанной (при влажности разрыва капиллярной связи)	капиллярной	межагрегатных пор, %	внутриагрегатных пор, %
Чернозем типичный мощный среднесуглинистый						
42	0,75	6,7	9,5	15,2	1,06	1,00
40	0,26	7,8	10,4	11,0	1,07	1,00
39	0,09	8,2	10,2	9,8	1,10	1,00
Темно-каштановая слабосолонцеватая тяжелосуглинистая почва						
43	0,41	9,7	10,3	13,6	1,10	1,00
40	0,22	12,7	9,7	9,8	0,83	1,00
38	0,10	13,1	10,4	7,9	0,79	1,09

ность — по Медведеву (1969а), остальные показатели рассчитаны. Повторность анализа — 4-6-кратная. 2. Относительная ошибка среднего арифметического для большинства показателей находится в пределах 3-8%.

этих различий и значительно обогащают данные водно-физических свойств различного рода информацией о процессах миграции влаги, воздухообмена, агрегации тонкодисперсной части и других.

Микростроение агрегатов. Структурные отдельности в исследованных почвах имеют разнообразное строение, размеры, форму и состав клеящих

веществ. Они обычно представлены микро- и макроагрегатами, причем первые из них, как правило, 1-2-порядковы, вторые — многопорядковы. В гумусовом горизонте чернозема преобладают сложные агрегаты 5-6 порядков. Соотношение агрегатов высокого (> 5) и низкого (для данного горизонта < 5) порядков достигает здесь 4 : 1. К низу профиля их порядко-

Таблица 2

Некоторые особенности микростроения агрегатов и пор

Горизонт	Отдельные агрегаты			
	Порядковость	Соотношение агрегатов высокого и низкого порядков (20 случайно выбранных объектов)	Толщина (мм) периферической зоны в агрегатах размером 3–5 мм	Состав клеящих веществ
Чернозем типичный мощный среднесуглинистый				
H	5–6	16 : 4 ($\frac{\geq 5}{< 5}$)	0,10–0,15	Гуминовый
Hpk	3–4	16 : 4 ($\frac{\geq 3}{< 3}$)	0,05–0,07	Гуминово-карбонатный
Phk	2–3	12 : 8 ($\frac{\geq 2}{< 2}$)	–	Карбонатный
Темно-каштановая слабосолонцеватая тяжелосуглинистая почва				
H (e)	3–4	12 : 8 ($\frac{\geq 4}{< 4}$)	0,05	Гуминово-железистый
Phik	3	14 : 6 ($\frac{\geq 3}{< 3}$)	0,03–0,05	Гуминово-железисто-карбонатный
Pk	2–3	11 : 9 ($\frac{\geq 2}{< 2}$)	–	Карбонатный

Примечание. Число измерений в микроскопических препаратах – 10–20, ошибка среднего арифметического в пределах 5–15%.

вость заметно убывает. В темно-каштановой почве в верхнем горизонте больше агрегатов 4–5 порядков, т.е. на 1 порядок ниже, чем в соответствующем горизонте чернозема. К тому же преобладание этого типа агрегатов над менее простыми (для данного горизонта – 4) менее существенно – лишь 3 : 2. В переходном горизонте этой почвы резко преобладают агрегаты 3-го порядка, в породе – 2–3-го порядка. В целом агрегаты чернозема сложнее, чем агрегаты темно-каштановой почвы. Причина этого состоит в том, что в черноземе содержится гумуса от 5,8% в верхнем горизонте до 2,3 и 1,0% в переходном горизонте и породе, а в темно-каштановой соответственно 4,3; 1,2 и 0,3%, т.е. в темно-каштановой почве гумуса меньше и его количество падает по профилю более резко, чем в черноземе.

Характерные отличия обнаружены в строении периферической зоны агрегатов. У агрегатов чернозема поверхность выровнена (почти гладкая); в темно-каштановой почве повсеместны трещины, разнообразны нервнос-

Поры				
Видимые в шлифах стандартной толщины при ориентации		Общая протяженность (мм) водопроницающих пор > 15 мкм в шлифах, среднее из 10 полей зрения при увеличении 45 X и ориентации		Количество неагрегированного материала размером менее 0,05 мм, %
вертикальной	горизонтальной	вертикальной	горизонтальной	
Чернозем типичный мощный среднесуглинистый				
30	24	5,0	4,3	7,5
19	14	4,4	3,8	5,0
4	3	2,0	1,8	9,2
Темно-каштановая слабосолонцеватая тяжелосуглинистая почва				
15	20	3,8	3,2	20,0
10	9	3,4	3,6	15,6
3	2	1,7	1,9	12,8

ти. Изучение этой зоны в шлифах, изготовленных из отдельных агрегатов, показало, что в черноземе ее толщина достигает 0,10–0,15 мм и она здесь более плотная и темная. По окраске и строению эта часть агрегата довольно резко отличается от внутренней менее гумусированной осветленной зоны. При чрезмерном шлифовании аншлифов разрушение агрегатов всегда началось изнутри, что доказывает наличие повышенной механической прочности в его периферической зоне. Наличие такой зоны, состоящей, по всей вероятности, из новообразованных гидроморфных гумусовых веществ, возможно, сообщает агрегату также и повышенную водоустойчивость.

В агрегатах темно-каштановой почвы различия в строении периферической и внутренней зон выражены не столь ярко, как в черноземе, а толщина внешнего слоя не превышает 0,05 мм. Различия в строении агрегатов менее заметны в переходных горизонтах. В породе внешняя зона агрегатов не выделяется.

Различия в характере оструктуренности исследованных почв отчетливо проявляются также в размерности структурных комочков и количестве элементарных структурных единиц (и агрегатов 2 и 1-го порядка), не вовлеченных в более сложные и крупные комочки. Подсчеты показали, что на 1 см² шлифа в верхнем горизонте чернозема из 10 случайно выбранных и измеренных агрегатов 7 оказались крупнее, чем в темно-каштановой почве. В этом слое чернозема, кроме того, упрощенных компонентов строения, не вовлеченных в более сложные агрегаты, оказалось не более 7,5%, в то время как суммарная площадь таковых в темно-каштановой почве достигала 20%. При этом важно подчеркнуть, что в черноземе, по данным механического состава, сумма крупнопылеватых и песчаных слабоагрегирующихся частиц составляет 52% от веса почвы, а в темно-каштановой — лишь 38%. Иначе говоря, если в черноземе практически все крупные механические элементы агрегированы, то в темно-каштановой почве агрегирована лишь половина их. Отсюда ясно, насколько более высока фактическая оструктуренность чернозема в сравнении с темно-каштановой почвой. В этом плане результаты микроскопирования в значительной мере уточняют результаты сухого просеивания, согласно которым различия по этим показателям невелики.

Характерны изменения, обнаруживаемые в комках с увеличением их размера от 0,5 до 3—5 см. В обеих исследованных почвах при этом усиливается неоднородность сложения, появляются разноокрашенные и разноуплотненные зоны. Вместе с тем если в черноземе не обнаруживается существенного увеличения механической прочности (комочки легко разрушаются от небольшого усилия), то в темно-каштановой почве, напротив, этот показатель значительно увеличивается. Одновременно с этим уменьшается содержание корней. Так, в комке чернозема размером ориентировочно 1,5 × 2,0 см и весом 3,0 г после разрушения его в воде оказалось 0,0225 г корневых остатков, в комке темно-каштановой почвы приблизительно такого же размера весом 3,2 г — лишь 0,0131 г, т.е. соответственно 0,75 и 0,41% от веса почвы (см. табл. 1).

Отмеченные различия в оструктуренности сохраняются в переходных горизонтах и почти исчезают в породе, т.е. опять-таки их происхождение можно объяснить различием в количестве и глубине распределения органического вещества по профилю почв.

Как уже было отмечено, в перегнойно-аккумулятивных горизонтах обеих почв гумус образует на микро- и макроагрегатах наслоения. В зависимости от их количества и величины формируются самые разнообразные взаимосвязи между твердой и газообразной фазами, что может оказывать существенное влияние на водно-воздушный режим почвы. В частности, хорошая обеспеченность воздухом исследованных почв (в пределах 21—29% при наименьшей влагоемкости — см. табл. 1) объясняется относительной округлостью агрегатов и их многопорядковостью. К низу профиля в переходных горизонтах с уменьшением количества гумуса и порядковости агрегатов ухудшается их округлость, нарастает угловатость. Еще ниже, в породе преобладают крупные угловатые призмовидные отдельности. Для микроагрегатов низкого порядка почти всех генетических горизонтов исследованных почв, но особенно отчетливо для породы характерна округлая (ооидная) форма.

Различия по форме агрегатов в исследованных почвах невелики, но все же следует отметить ясно выраженную удлинённость агрегатов верхнего горизонта чернозема в вертикальном направлении. Примером может служить агрегат размерами $1,2 \times 1,4 \times 1,9$ мм. Соответствующие размеры агрегатов темно-каштановой почвы — $1,2 \times 1,5 \times 1,4$ мм.¹ Аналогичные соотношения размеров оказались и в более крупных агрегатах (размером 3–5 мм), взятых для изучения плотности, механической прочности и водоустойчивости. Это обстоятельство, как будет показано ниже, оказало существенное влияние на длину вертикальных водопроводящих пор размером более 15 мк и в соответствии с этим на величину водопроницаемости.

Ведущим клеящим веществом в агрегатах выступает гумус гуминового состава. Вследствие своей высокой дисперсности гумусовые вещества окутывают практически всю минеральную часть обеих почв. Более высокое содержание гумуса во всех генетических горизонтах чернозема обуславливает повышенную в сравнении с темно-каштановой почвой водоустойчивость агрегатов. По этой же причине существенные различия в водоустойчивости структуры отмечаются и в почвообразующей породе. Необходимо подчеркнуть, что некоторая ожелезненность субстрата темно-каштановой почвы, видимо, не оказывает существенного влияния на качество ее структуры. Характерно узловое распределение клеящих веществ, что свидетельствует о достаточных резервах поливалентных катионов в исследованных почвах.

Сложные изменения претерпевает внутреннее и внешнее строение агрегатов при воздействии на них воды и химических реактивов. Обработка агрегатов нами проводилась в последовательности, рекомендуемой И.Н. Антиповым-Каратаевым и др. (1948). Вначале удаляли смолистые и битумные соединения, определяющие гидрофобность почвы, — обработка спирто-бензольной смесью (в соотношении 1 : 1). После второй обработки из почвенных агрегатов были удалены свободные и рыхлосвязанные органические вещества, адсорбированные на поверхности глинистых частиц и связанные с ними через щелочноземельные и щелочные катионы (обработка буферным раствором 0,1 н. NaOH + 0,1 н. Na₂C₂O₄ в соотношении 1 : 4). 3–4-кратная обработка преследовала цель перевести в растворимое состояние и удалить клеящие вещества органической природы (R₂O₃ · nH₂O): обработка реактивом Тамма, а затем повторно тем же буферным раствором. Заключительная 5-я обработка гипобромидом натрия применялась для разрушения наиболее прочных органо-минеральных связей.

Исследования проводили для отдельных агрегатов и ненарушенной почвы. Ненарушенность сложения достигалась отбором увлажненных образцов в фильтрующие тигли до 100 см³. Удаление продуктов взаимодействия почвы с реактивами осуществлялось путем попеременной нисходящей или восходящей фильтрации при незначительном положительном градиенте. Скорость фильтрации после 4–5-й обработок обычно снижалась до нуля. Для ее повышения применяли отрицательное давление до 80–100 мм рт. ст. После окончания каждой обработки изготовляли шлифы, определяли микро- и макроагрегатный состав почв, а в фильтрате после 2-й, 4-й и 5-й обработок — содержание органического вещества.

¹ Средние данные по 10 измерениям агрегатов в шлифах вертикальной и горизонтальной ориентаций.

По мере удаления органического вещества микростроение почвы упростилось за счет снижения порядковости агрегатов и пор. Наиболее существенные изменения микростроения агрегатов верхнего горизонта обеих почв отмечаются после 2-й и особенно после 5-й обработок. После каждой из них удалено соответственно 31–37 и 39–48% общего органического вещества, что составляет 1,8–1,6 и 1,7–2,8% гумуса. Подвижного органического вещества больше извлекалось из темно-каштановой почвы (видимо, вследствие ее солонцеватости), прочно связанного — из чернозема. Различия составили соответственно 0,2 и 1,1% общего гумуса. После сопоставления этих данных с общим содержанием гумуса в тех же горизонтах было установлено, что в образовании агрегатов темно-каштановой почвы более значительное участие принимает подвижный гумус, а чернозема, напротив, — прочно связанный. Вследствие этого разрушение агрегатов темно-каштановой почвы после 2-й обработки происходило более интенсивно, чем в черноземе. Так, после разрушения агрегаты размером 3–5 мм включали соответственно у темно-каштановой почвы 60%, у чернозема лишь 34% микроагрегатов менее 0,25 мм, причем в этой фракции у темно-каштановой почвы было почти 40% микроагрегатов менее 0,005 мм, а у чернозема последние вообще отсутствовали. Иначе говоря, удаление подвижного органического вещества в темно-каштановой почве сопровождалось преимущественным образованием тонких, а у чернозема — крупных агрегатов.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что значительная часть органического вещества у обеих почв прочно (возможно, необратимо) закреплена в микроагрегатах и не удаляется даже после 4-й обработки. Микроагрегаты при этом осветляются, разъединяются между собой, но основные черты своего строения (округлость, равномерность окраски и др.) сохраняют. После этой обработки преобладающие в образце микроагрегаты размером менее 0,05 мм образуют своеобразный органо-минеральный каркас, который служит основой для формирования более крупных и сложных структурных единиц по мере обволакивания последних органическим веществом.

В других генетических горизонтах и породе удаление органического вещества приводило приблизительно к таким же следствиям для структуры почвы, как и в верхнем горизонте: агрегаты темно-каштановой почвы разрушались быстрее и до более тонких микроагрегатов, чем агрегаты чернозема, что также объяснялось преобладанием в последнем прочно связанного с минеральной частью гумуса в сравнении с рыхлосвязанным.

Органическое вещество почвы, по данным проведенного опыта, уместно расчленить на две формы: микро- и макроагрегационная. Первая из них участвует в образовании микроагрегатов — наиболее стабильных компонентов строения почвы, вторая — макроагрегатов.

Существенное преобладание в каждом генетическом горизонте чернозема общего гумуса, более прочная связь его с минеральной частью обуславливают высокую степень агрегированности минеральных компонентов и, несомненно, более высокие агрономические достоинства этой почвы в сравнении с темно-каштановой. Несомненно также, что различия в микроморфологии агрегатов сравниваемых почв (порядковости, размерах, форме, строении периферической зоны и других признаках) объясняются различиями в содержании и соотношении подвижных и прочно связанных форм органического вещества в этих почвах.

Микростроение порового пространства. В исследованных почвах суммарная видимая пористость изменяется от 0 до 30%, причем минимальная величина приурочена к сильноокарбонатным зонам 2-го переходного горизонта и породы, максимальная — к наиболее гумусированному горизонту. Верхние слои обогащены крупными порами. С глубиной размер видимой пористости уменьшается. Учитывая, что при этом общая пористость изменяется мало, можно сделать вывод о том, что доля обводненности порового пространства с глубиной потенциально увеличивается.

Размер суммарной видимой пористости (по Польскому) в черноземе (в гумусированных горизонтах) несколько выше как по горизонтали, так и по вертикали, чем в темно-каштановой почве (см. табл. 2). Это является следствием повышенной порядковости агрегатов в первой почве. Обращает на себя внимание зависимость величин этого показателя от ориентации, что дает основание использовать видимую пористость как меру анизотропности почвы (точнее, как один из возможных показателей для этой цели).

В исследованных почвах анизотропность порового пространства может быть обусловлена прежде всего анизотропностью структурных комочков, причем намечается следующая тенденция: чем больше высота комочков (гор. Н и Нрк чернозема), тем выше видимая пористость в вертикальной ориентации и, как будет показано далее, тем больше протяженность водопроводящих пор в том же направлении и соответственно выше фильтрационная способность почв. Напротив, вытянутость комочков по ширине (гор. Н(е) темно-каштановой почвы) увеличивает видимую пористость в горизонтальном направлении. Выровненность комочков по всем трем измерениям (гор. Phi темно-каштановой почвы) либо цементация пор карбонатами в породе обеих почв дает почти равные показатели видимой пористости как по горизонтали, так и по вертикали. В целом же между формой агрегатов и видимой пористостью складываются достаточно сложные взаимоотношения.

В исследованных почвах различаются биогенные поры (чаще всего в верхних горизонтах), поры-трещины, каналовидные поры, поры упаковки микроагрегатов, поры, образовавшиеся при выделении газов (встречаются повсеместно без определенной приуроченности). Значение каждого вида пор для роста корней, передвижения влаги и развития биологической деятельности неодинаково. Наличие крупных межагрегатных пор (для верхней части профиля исследованных почв) указывает на достаточную или даже избыточную воздухообеспеченность.

По нашим данным тензиометрических исследований (Медведев, 1969), размер пор аэрации в верхних горизонтах обеих почв превышает 15 мкм, и, следовательно, даже при увлажнении, равном наименьшей влагоемкости (30—32%), они не содержат влагу (расчет сделан с использованием формулы Жюрена). Вместе с тем поры такого размера характеризуются наиболее высокой влагопроводностью. Вода не может задерживаться в них на длительное время — она либо стекает внутрь, либо испаряется. Ценность таких пор в обеспечении корней влагой невелика. Их роль сводится к восприятию осадков и далее к осуществлению процессов газообмена с атмосферой. Важно подчеркнуть, что практически все поры этого размера являются межагрегатными, их достаточно легко по этой причине изучать под микроскопом.

Внутриагрегатные поры, особенно наиболее мелкие из них, представляют собой резервуары, где корни растений осуществляют свое водно-минеральное питание. Определив соотношение пор различных размеров и соотношение меж- и внутриагрегатных пор, можно судить об агрономической ценности почвенных агрегатов. Если исходить при этом только лишь из показателей общей, межагрегатной пористости, а по разнице между ними и внутриагрегатной пористости, то оказывается, что все эти показатели в исследованных почвах близки, а соотношение меж- и внутриагрегатной пористости составляет около 1 : 1. Однако одновременно с этим суммарная видимая пористость в гумусовом и переходном горизонтах темно-каштановой почвы в 1,5–2 раза ниже, чем в тех же горизонтах чернозема (см. табл. 2). Вероятно, в соответствии с этим в черноземе ниже содержание прочносвязанной и выше содержание капиллярной влаги. Исходя только лишь из этих данных, можно утверждать, что поровое пространство чернозема в действительности несколько более благоприятно для развития корневых систем и биологической деятельности, чем у темно-каштановой почвы.

Если агрегаты содержат и воздушные и обводненные полости, то очевидно, что прочность запаса воды в таком агрегате будет высока тогда, когда устья обводненных пор не будут открываться в крупные воздушные поры, сообщающиеся с атмосферой. Губчатое сложение и многопорядковость агрегатов чернозема обеспечивают условия для сохранения влаги. Напротив, более простые агрегаты и трещины (особенно во втором переходном горизонте и породе) не способствуют сохранности продуктивной влаги в темно-каштановой почве.

Поровое пространство исследованных почв характеризуется различной заполненностью тонкодисперсной частью и микроагрегатами. Степень заполненности косвенно указывает на устойчивость либо динамичность сложения при объемных изменениях почвы. Если поровое пространство не заполнено, то это свидетельствует об устойчивости сложения почвы, об относительной прочности ее микроагрегатов. Если заполнено, то это, во-первых, указывает на то, что агрегаты, особенно их поверхностные зоны, механически устойчивы и водоустойчивы, во-вторых, скорость нисходящей миграции влаги, растворов, суспензий в такой почве невысока и, в-третьих, протяженность водопроводящих пор (крупных по размеру) невелика.

Соответствующие измерения показали, что в верхних и переходных горизонтах из 20 случайно выбранных пор частично заполненными микроагрегатами оказались 4–5 пор у чернозема и 9–11 — у темно-каштановой почвы. Различалась также степень заполненности: у чернозема поры были заполнены не более чем на 7,5%, у темно-каштановой почвы — в пределах 15–25%.

Протяженность пор вертикального направления размером более 15 мкм в черноземе составила (в среднем для 10 полей зрения при 45 X) около 5, в темно-каштановой — лишь 3,8 мм. Протяженность тех же пор в горизонтальном направлении ниже как в черноземе — 4,3 мм, так и в темно-каштановой почве — 3,2 мм. Глубже по профилю различия в протяженности пор этого размера уменьшаются, а в породе — исчезают вовсе. Одновременно с этим, как уже отмечалось, существенно уменьшается размер пор.

По мере удаления органического вещества, снижения при этом размера

и порядковости агрегатов изменяется форма и размер порового пространства. Особенно значительные изменения отмечаются после второй и пятой обработок. После 2-й обработки разветвленные каналовидные поры трансформируются в извилистые, после 5-й обработки — в округлые и замкнутые точечные. Соответственно меняется размер видимой пористости — с 9—10 до 0,5—1,0%. Явственно обнаруживается тенденция более быстрого изменения порового пространства при удалении органического вещества в темно-каштановой почве, чем в черноземе.

Таким образом, поровое пространство в исследованных почвах анизотропно и различается по размерам, заполненности, протяженности водопротягивающих пор. В черноземе поровое пространство более устойчиво, способно легче усваивать атмосферные осадки и прочнее их закреплять, содержит больше доступной для растений влаги и в целом более благоприятно для жизнедеятельности растений, чем в темно-каштановой почве.

Резюмируя изложенное, можно утверждать, что микроморфологические исследования структуры и порового пространства действительно позволяют несколько углубить интерпретацию физических свойств почв. В целях диагностики физических процессов полезной оказалась информация о следующих свойствах структурных агрегатов: форме, соотношении агрегатов высокого и низкого порядка, строении периферической зоны и прежде всего обогащении ее гумусовыми веществами, соотношении неагрегированного материала (в шлифах) и суммы слабоагрегирующихся крупнопылеватых и песчаных частиц (по данным механического состава), содержании в агрегатах корней, составу клеящего материала, характеру изменчивости строения агрегатов при последовательном удалении органического вещества. Для порового пространства соответствующие показатели были: суммарная видимая пористость и ее дифференциация по вертикали и по горизонтали, размер и общая протяженность водопротягивающих пор, соотношение меж- и внутриагрегатных пор, заполненность пор тонкодисперсным материалом, устойчивость стенок пор по мере удаления органических веществ.

Более благоприятные водно-физические свойства чернозема (в сравнении с темно-каштановой почвой) в отношении плотности сложения, структурно-агрегатного состава, водоустойчивости, пористости и механической прочности структурных отдельностей, водопроницаемости объясняются прежде всего более высоким содержанием гумуса в этой почве и более прочной его связью с минеральной частью. Вследствие этого в черноземе создаются условия для формирования устойчивых многопорядковых структур и пор, полного вовлечения слабоагрегирующихся крупнопылеватых и песчаных механических элементов в агрегаты: в чернозем лучше поступают атмосферные осадки, при этом относительно большая их часть находится в капиллярных порах. Вследствие пониженной плотности и прочности почвы, а также повышенного содержания подвижных форм влаги, в черноземе выше содержание корней и, следовательно, лучше условия для поглощения воды и элементов питания. Особого внимания заслуживает тот факт, что отмеченные преимущества чернозема распространяются практически на всю глубину почвенного профиля и почвообразующую породу.

Вместе с тем сложение черноземов имеет и недостатки — это излишне крупная пористость и избыточная воздухообеспеченность (Медведев, 1979), что может привести к нерациональной потере доступной почвенной

влаги. В темно-каштановой почве перечисленные свойства существенно хуже, причем в породе водопроницаемость и плотность почвы вследствие малой порядковости агрегатов и невысокой их устойчивости достигают особенно неблагоприятных величин.

Таким образом, изучение микростроения агрегатов и порового пространства позволяет расширить возможности диагностики физических свойств почв, получить важные сведения о процессах формирования микро- и макроструктур, передвижения влаги, воздухообмена и на их основании существенно дополнить и углубить представления об агрономических достоинствах почв.

* * *

Проведены сопряженные исследования водно-физических свойств и микростроения в основных генетических горизонтах чернозема типичного мощного и темно-каштановой слабосолонцеватой почвы УССР.

У чернозема по сравнению с темно-каштановой почвой более благоприятны показатели плотности сложения, структурно-агрегатного состава, выше агрономическая ценность структурных отдельностей, установленная по величинам их водоустойчивости, пористости и механической прочности, выше водопроницаемость, лучше соотношение между прочно (рыхло) связанной и капиллярной формами влаги, выше содержание корневых остатков. Изучение структурных отдельностей и порового пространства разнообразными приемами микроскопирования позволило в определенной мере объяснить причины этих различий.

У чернозема вследствие более высокого содержания во всех генетических горизонтах и почвообразующей породе органического вещества и более прочной его связи с минеральной частью существенно выше агрегированность субстрата, выше размер и порядковость структур, устойчивость сложения.

Для диагностики процессов формирования структур, миграции влаги, воздухообмена важны следующие особенности микростроения структур и видимого порового пространства: размер, форма, порядковость, состав и распределение клеящего материала в агрегате, заполненность пор тонкодисперсной частью, соотношение меж- и внутриагрегатной пористости, характер изменения по мере удаления органических веществ.

Установлены некоторые качественные зависимости между особенностями микростроения и водно-физическими свойствами и режимами: чем выше порядковость структурных единиц, выше видимая пористость, меньше ее заполненность тонкодисперсной частью, больше протяженность вертикальных водопроводящих пор, тем выше способность почвы усваивать влагу атмосферных осадков и обеспечивать ею корни растений. При этом важны форма структур и пор и дифференциация их размеров по вертикали и горизонтали.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипов-Каратаев И.Н., Келлерман В.В., Хан Д.В.* О почвенном агрегате и методах его исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1948.
- Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973.
- Веклич И.Ф., Матвишшина Ж.Н., Медведев В.В., Сиренко Н.А., Федоров К.Н.* Методика палеопедологических исследований. Киев: Наукова думка, 1979.
- Медведев В.В.* К характеристике водоудерживающих сил и дифференциальной пористости макро- и микроагрегатов черноземных почв УССР. — В кн.: Агрохимия и почвоведение. Киев: Урожай, 1969а, вып. 11 (на укр. яз.).
- Медведев В.В.* Особенности макро- и микроструктуры черноземных и темно-каштановых почв УССР в связи с их микростроением и водно-физическими свойствами. Автореф. дис. ... канд. с.-х. наук. Харьков, 1969б.
- Медведев В.В.* Оптимальные агрофизические параметры почв. — В кн.: Агрохимия и почвоведение. Киев: Урожай, 1979, вып. 38 (на укр. яз.).
- Польский М.Н.* Об изучении порозности и микроструктуры почвенных агрегатов в полированных шлифах. — Почвоведение, 1952, № 4.
- Польский М.Н.* О некоторых новых путях изучения порозности и структуры почв. — Почвоведение, 1955, № 5.
- Польский М.Н.* Некоторые новые приемы изготовления шлифов из почв. — Почвоведение, 1962, № 10.

УДК 631.472 : 631.445.152

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОВЕРХНОСТНО-ПЕРЕУВЛАЖНЕННЫХ ПОЧВ НА ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИНАХ

С.А. Шоба, В.Н. Бганцов, И.С. Урусевская, Н.Н. Матинян

В пределах северо-западной части РСФСР почвообразующие породы широко представлены озерно-ледниковыми отложениями тяжелого механического состава. Наибольшую площадь эти породы занимают на Карельском перешейке, преимущественно выстилая межсельговые понижения, в Приильменьской низменности, протянувшейся вдоль рек Волхов и Ловать.

Характерной особенностью текстуры ленточных глин является их слоистость, выражающаяся в ритмичном чередовании по вертикали слоев (лент) различного гранулометрического состава. Каждый ритм — годичная лента — состоит из двух слоев: зимнего глинистого и летнего пылеватого. Переход между зимним и летним слоями может быть как резким, контрастным, так и постепенным, при этом может выделяться небольшой переходный слой.

Происхождение слоистой, ленточной текстуры рассматриваемых тяжелых пород связано с особенностями гидродинамического режима приледниковых бассейнов, где накопление осадка происходило за счет ритмичного таяния окружающих ледников (Марков, 1927; Пиррус, 1968). В случае медленного и спокойного таяния ледника (зимний период) происходило формирование глинистых лент на дне водоема, а в случае бурного таяния (летние условия) — пылеватых. Мощность годового слоя ленточных глин (а также мощность и соотношение сезонных слоев) может значительно изменяться как в пределах одного профиля, так и в географическом плане, но чаще всего проявляется закономерное уменьшение мощности вверх по

профилю. В целом она зависит от условий таяния ледника и расположения изучаемого профиля по отношению к краю ледника.

Кроме характерных годовичных ритмов в озерно-ледниковых глинах в пределах сезонных слоев наблюдается дифференциация материала на "точные" микрослои. Наиболее четко микрослоистость проявляется на границе сезонных слоев и в летнем слое, представляя собой чередование светлых пылеватых и более темных пылевато-глинистых микрослоев мощностью 0,1–2 мм. Микрослоистость является результатом ритмичного изменения круглосуточного температурного режима таяния ледника (Пиррус, 1968).

Территория распространения ленточных глин характеризуется равнинным рельефом, который наряду с тяжелым механическим составом обуславливает проявление процессов переувлажнения поверхностной толщи. Относительно автоморфные условия наблюдаются лишь в местах, непосредственно прилегающих к дренирующим элементам рельефа (рекам, озерам, ручьям и т.п.).

Согласно Указаниям по классификации и диагностике почв СССР (1977), сформированные на тяжелых породах в автоморфных условиях почвы относят к типу дерново-подзолистых. В настоящее время существует точка зрения, что эти почвы сходны с псевдогляеми Западной Европы (Матинян, 1969; Хантулев и др., 1974) и должны выделяться как восточноевропейские их аналоги. По мнению этих авторов, ведущими процессами изменения минеральной массы в этих почвах являются периодическое восстановление и окисление, кислый элювиально-глеевый процесс и перемещение глинистого материала по профилю без разрушения. Разные точки зрения на классификационное положение поверхностно-переувлажненных почв на ленточных глинах свидетельствуют о том, что вопросы генезиса и номенклатуры этих почв до настоящего времени остаются проблематичными.

Для ясного понимания генезиса и классификационного положения почв, сформированных на тяжелых породах в условиях затрудненного дренажа, необходимы знание элементарных почвообразующих процессов, их соотношений, сравнительный анализ строения и состава этих почв с наиболее изученными дерново-подзолистыми почвами на покровных и моренных суглинках. Особенно следует учитывать роль тяжелого состава и микростроения почвообразующих пород, которые во многом определяют специфику проявления элементарных почвообразовательных процессов, находящихся отражение в признаках и свойствах почвы.

В работах, посвященных изучению микроморфологии почв на ленточных глинах (Матинян, 1966, 1967, 1968, 1977), преимущественное внимание уделялось выявлению особенностей микростроения почв в связи с различной степенью гидроморфизма. Главной задачей настоящей работы было продолжение изучения морфологических элементов строения этих почв, углубленное изучение особенностей организации, строения и состава тяжелых почв, обусловленных спецификой почвообразующей породы, на всех уровнях организации почвенного профиля. В своих исследованиях мы руководствовались работой В.О. Таргульяна с соавторами (1974) как методической основой по принципам изучения иерархической организации, состава и генезиса текстурно-дифференцированных почв на суглинистых породах.

Проведенные детальные исследования должны послужить основой для выяснения характера проявления элементарных почвообразовательных процессов, их роли в формировании генетических горизонтов и профиля в целом. Кроме того, учитывая тот факт, что почвообразующая порода имеет отчетливую слоистую текстуру, диагностируемую как микро-, так и макроморфологически, и ярко выраженную анизотропность по многим показателям, мы попытались проследить этапы и закономерности реорганизации исходного субстрата в процессе почвообразования. Эти процессы гораздо труднее наблюдать в других суглинистых и глинистых неслоистых (квазиоднородных) почвообразующих породах.

Исследования проводились в двух регионах (Ленинградской и Новгородской областях) на почвах разной степени заболоченности. В качестве опорного был взят разр. 173 (Новгородская область, Новгородский район). Для обсуждения ряда особенностей морфологического строения профиля подзолистых почв на ленточных глинах использовались также данные по разрезу 1/78 (Ленинградская область, Тосненский район). Обе почвы сформированы в автоморфных позициях; в некоторых случаях привлекались также данные по почвам, сформированным в более гидроморфных условиях.

В поле были детально описаны горизонты и морфоны, сделаны зарисовки пантографом вертикальных стенок разреза и горизонтальных срезов через генетические горизонты для оценки варьирования мощностей горизонтов и роли трещин в преобразовании исходной слоистой почвообразующей породы, перераспределении веществ по профилю. Образцы почв для аналитических исследований и монолиты отбирались по генетическим горизонтам и элементам строения.

Разрез 173 заложен на выровненном возвышенном участке под вторичным березово-осиновым лесом в 1 км от д. Тютницы Новгородского района Новгородской области. В полевых условиях почва была определена как дерново-слабоподзолистая поверхностно-оглеенная. Она сформирована на карбонатной озерно-ледниковой ленточной глине, подстилаемой на глубине 2 м карбонатной мореной.

0 1 см. Тонкая недифференцированная лесная подстилка, слабо разложена, влажная, представлена фрагментами растительного опада (листья осины, обломки веточек, кора).

A1 1–12 см. Влажный, серый с буроватым оттенком, снизу – нарастающие сизоватости, рыхлый, средний суглинок, мелкокомковато-порошистый (комки 0,5–3 мм), пронизан мелкими и крупными корнями, выделяются мелкие ортштейны, сизые и охристые прожилки вдоль корней. Переход постепенный.

A1A2g 12–18 см. Влажный, сизовато-светло-серый, местами – с буроватым оттенком, уплотнен, средний суглинок, комковато-неясноплитчатый, распадающийся на мелкие (3–6 мм) зерна, много мелких корней, мелкие (0,5–1 мм) компактные буровато-черные ортштейны, вдоль трещин – мелкие охристые пятна. Встречаются угольки, копролиты; много желтовато-бурых фрагментов глинистого материала. Переход ясный, граница неровная, волнистая.

A2g 18–24 см. Свежий, серовато-белесый с сизым оттенком, плотный средний суглинок, плитчатый (плитки толщиной 0,5–1 см), по трещинам –

тонкие корни. Ясно выделяются два морфона: $A2'g$ — сизый, ортштейнов мало, они рыхлые, черные, до 1 мм; $A2''g$ — ортштейновый, буровато-палевого оттенка, ортштейны плотные, крупные, по площади могут занимать до 20–25%. Переход заметный, граница неровная, языковатая.

$A2B1g$ 24–33 см. Свежий, неоднородно окрашенный, на желтовато-буrom фоне тонкие желтовато-белесые и охристые прожилки, пятна, плотный, тяжелый суглинок, крупноплитчато-ореховатый. На поверхности крупных педов — белесовато-серая пылеватая кутана. Переход заметный, граница неровная, волнистая.

$B1$ 33–58 см. Свежий, коричневатобурый с многочисленными мелкими бурими, охристыми пятнами, точками, более легкими по механическому составу и менее вязкими, плотный, вязкий, тяжелый суглинок, призмовидно-плитчатый, на гранях педов тонкая красновато-коричневая кутана, редкие корни, многочисленные точечные железисто-марганцовистые стяжения, примазки.

$B2$ 58–122 см. Влажный, коричневатобурый, пестрый, присутствуют фрагменты почвообразующей породы, плотный, вязкий, тяжелый суглинок, призмовидно-плитчатый, крупные магистральные трещины до 2 см шириной заполнены недифференцированной глинистой кутаной, ВТМ в тонких трещинах оглеена; остатки слоев почвообразующей породы разорваны, сильно изогнуты, книзу сохранность слоев заметно увеличивается.

C 122–137 см. Влажная ленточная глина, чередование розовато-желтых песчано-пылеватых и неровных темно-коричневых глинистых слоев мощностью 1,5–3 см, редкая сеть тонких вертикальных трещин, заполненных голубовато-сизой кутаной. Вскипание с глубины ~ 137 см.

C_{ca} 137–200 см. Морфологическое строение сходно с гор. С. Отмечаются плотные уплощенные карбонатные стяжения и отдельные (преимущественно глинистые) слои, сцементированные карбонатами.

Разр. 1/78 заложен на выровненном участке под елово-сосновым лесом на водоразделе рек Лустовка и Тосно в Кастенском лесничестве Лисинского лесхоза (Тосненский район, Ленинградская область). По морфологическому строению разр. 1/78 сходен с разр. 173 и представляет дерново-среднеподзолистую поверхностно-глееватую почву на бескарбонатной озерно-ледниковой ленточной глине. Профиль состоит из следующих горизонтов: $O1$ (0–4 см), $O2$ (4–5 см), $A1$ (5–8 см), $A1A2g$ (8–13 см), $A2'g$ (13–18 см), $A2''g$ (18–22 см), $A2B1g$ (22–42 см), $B1$ (42–61 см), $B2$ (61–95 см), BC (95–113 см), $C1$ (113–146 см), $C2$ (146–187 см), $C3$ (187–240 см).

В целом профиль отличается от профиля разр. 173 несколько большей степенью выраженности признаков избыточного увлажнения как в верхней толще, так и во внутритрещинной массе горизонтов средней части профиля, лучше развиты органогенные горизонты, отмечается их слабая оторфованность. Морфоны $A2'g$ и $A2''g$ выражены более отчетливо и образуют самостоятельные горизонты. Почвообразующая порода разбивается на три горизонта по изменению мощности и цвета сезонных лент.

Статистическая обработка результатов замеров мощности генетических горизонтов верхней части профиля разр. 173 показала незначительное их варьирование (табл. 1). Средние мощности горизонтов, замеренные по

Таблица 1

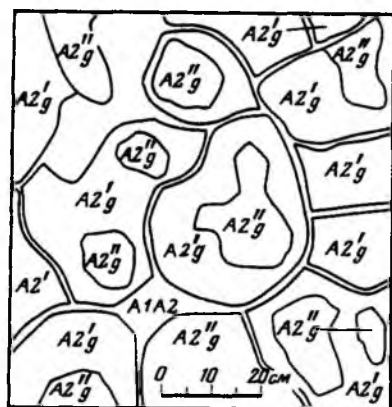
Результаты статистической обработки замеров мощности генетических горизонтов по передней (1) и боковой (2) стенке разр. 173

Горизонт		n^*	M	s^2	s	$S_{\bar{x}}$	V
A1	1	34	12,4	5,3	2,3	0,40	19
	2	42	9,6	7,0	2,6	0,41	28
	средн.	76	10,8	8,2	2,9	0,33	26
A1A2g	1	34	7,9	8,1	2,8	0,49	36
	2	42	7,9	5,2	2,3	0,35	29
	средн.	76	7,0	6,4	2,5	0,29	32
A2g	1	34	7,8	4,7	2,2	0,37	28
	2	42	7,9	6,5	2,5	0,39	32
	средн.	76	7,8	5,6	2,4	0,27	30
A2B1g	1	34	7,6	10,1	3,2	0,55	42
	2	42	7,1	6,2	2,5	0,38	35
	средн.	76	7,3	7,8	2,8	0,32	38

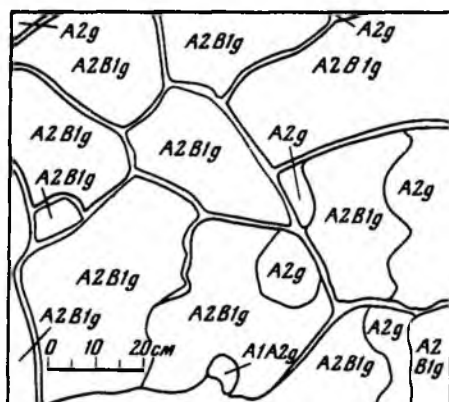
* n — число замеров, M — средняя мощность горизонтов, s^2 — дисперсия, s — среднее квадратичное отклонение, $S_{\bar{x}}$ — ошибка среднего, V — коэффициент вариации.

двум стенкам, практически одинаковы, значимо различается с $P=0,99$ лишь мощность гумусо-аккумулятивного горизонта. Относительно небольшое варьирование мощности генетических горизонтов, слабая выраженность языковатости переходного гор. A2B1 характерны в целом для большинства почв, сформированных на ленточных глинах. Наиболее неоднороден по строению элювиальный гор. A2, отдельные морфоны которого заметно различаются по окраске, содержанию железисто-марганцовистых стяжений и ряду других признаков.

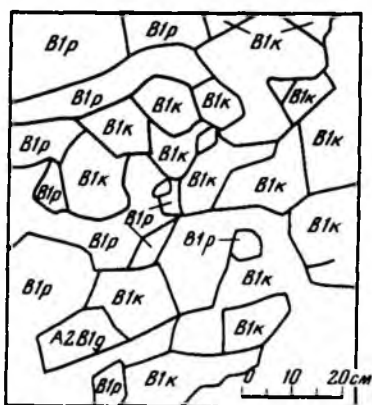
Неоднородность морфологического строения почвы в горизонтальном плане иллюстрируют зарисовки площадок на различных глубинах разр. 1/78 (рис. 1). Горизонтальный срез на глубине 17 см (рис. 1,а) представлен преимущественно палевыми и сизыми морфонами гор. A2g, при этом палевые морфоны в основном расположены внутри более крупных сизых. Контуры сизых морфонов разделяются трещинами, заполненными материалом гор. A1A2, иногда — A1. На глубине 25 см (рис. 1,б) преобладает почвенная масса гор. A2B1g. Блоки разъединены сетью узких трещин, формирующих в плане полигональный рисунок. Встречаются белесые и палевые морфоны A2. Срез через гор. B1 (~ 60 см, рис. 1,в) вскрывает сеть мелких контуров, разъединенных узкими трещинами и различающихся по окраске внутриведной массы: однородные, коричневато-бурые (к) и пестрые ржаво-охристые с мелкими оршгтейнами и марганцовистыми примазками (р). Гор. C3 в плане представляет собой однородную массу коричневого или желтовато-бурого цвета, разбитую редкой сетью оглеенных трещин (0,5—0,8 см) на крупные остроугольные полигоны (рис. 1,г). Морфометрия горизонтальных площадок позволила установить степень расчлененности горизонтов в плане (число границ контуров и трещин, пересекающих условную линию длиной 10 м), густоту трещинной сети, число контуров на 1 м² и средний размер контура (табл. 2).



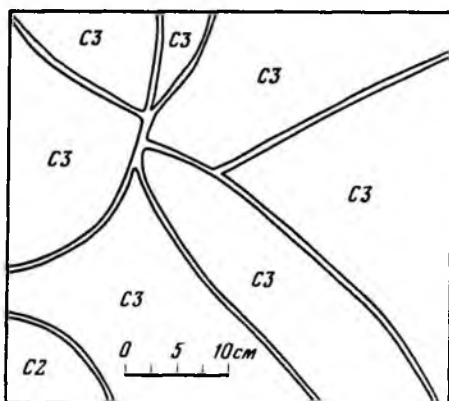
а



б



в



г

Рис. 1. Строение горизонтальных срезов почв

а — глубина 15–20 см, гор. А2g; б — глубина 25–27 см, гор. А2B1g; в — глубина 58–60 см, гор. В1; г — глубина 230–232 см, гор. С3

Морфологические наблюдения показывают, что наиболее активно почвообразовательные процессы протекают в толще 0–50 см. Глубже отчетливо прослеживаются фрагменты слоистой почвообразующей породы, основная часть процессов приурочена к вертикальным трещинам.

Рассмотрим микроморфологические особенности строения этих почв (на примере разр. 173).

А1. Горизонт с однородным микростроением, имеет рыхлое губчатое (рис. 2а) сложение. Почвенная масса слабо агрегирована, агрегаты округлые, неясно оформленные, окраска серовато-бурая. Видимая порозность 20–35% (табл. 3), преобладают сложные поры упаковки, скелет средне-мелкопылеватый, кварц-полевошатовый с редкими пластинками слюд, редко встречаются песчаные зерна кварца и удлиненные опаловые фитолиты; плазма железисто-гумусово-глинистая, слабоанизотропная, чешуйчатая. Гумус типа мулль-модер, встречаются мелкие включения обуглившихся и

Т а б л и ц а 2

Морфометрическая характеристика горизонтальных площадок, разр. 1/78

№ площадки	Глубина, см	n	p*	s	V	Трещинная сеть на 1 м ² , м	Число контуров на 1 м ²	Средний размер контура, см ²
1	15-20	32	79	22,4	28	11,87	37	270
2	25-27	38	52	18,6	36	8,76	23	430
3	58-60	34	78	26,2	34	11,20	43	230
4	72-74	37	93	26,5	29	Не опр.	73	140
5	110-120	28	171	44,5	26	"	293	34
6	230-232	36	61	15,0	25	1,80	-	-

* Степень расчлененности площадки (число границ контуров и трещин, пересекающих условную линию длиной 10 м)

Т а б л и ц а 3

Микроморфометрия шлифов, разр. 173

Горизонт	Видимая порозность	Ортштейны	Горизонт	Видимая порозность	Ортштейны
	% от площади шлифа			% от площади шлифа	
A1	20-35	1-2	B1	7-8	1
A1A2g	16	3	B2	6	-
A2g	4	9	C	7	-
A2B1g	6-8	4-7			

в различной степени разложившихся растительных остатков. Конкреции единичные, красновато-черные, до 1 мм в диаметре.

A1A2g. Сложение более компактное, слабо агрегирован, агрегаты округлые, листоватые. Пустоты (~ 16%) представлены межагрегатными порами-камерами. Почвенная масса неравномерно прокрашена тонкодисперсным гумусом, плазма анизотропная, чешуйчатая, волокнистая. Элементарное микростроение — пылевато-плазменное. Конкреции трех видов: компактные красновато-черные (> 1 мм), мелкие рыхлые бурые (~ 0,2 мм) и реже — диффузные кольца.

A2g. Компактное сложение, слабо агрегирован, агрегаты — нечетко оформленные пластинки. Видимая порозность (~ 4%) представлена в основном тонкими межагрегатными трещинами, реже — порами-камерами. Основная масса имеет пылевато-плазменное микростроение, плазма чешуйчато-волокнистая. Во внутриведной массе встречаются обломки глинистых натексов (папулы). Гумус бурый, тонкодисперсный, распределен локально. Конкреции (до 9% от площади шлифа) распределены неравномерно. Среди них преобладают красновато-черные компактные стяжения с резкими границами (рис. 2, б, в).

A2B1g. Микростроение неоднородное: чередование осветленных и бурых

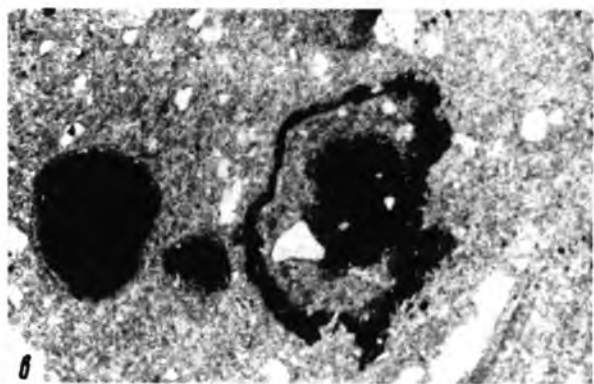
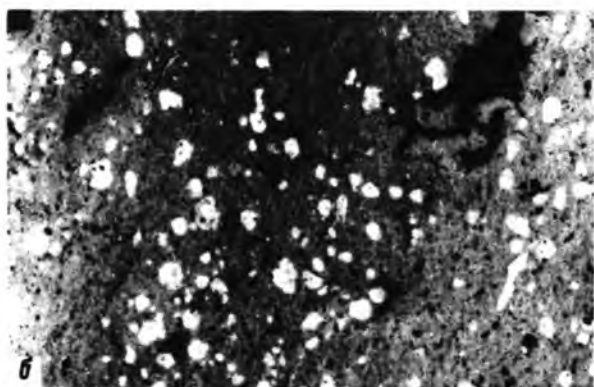
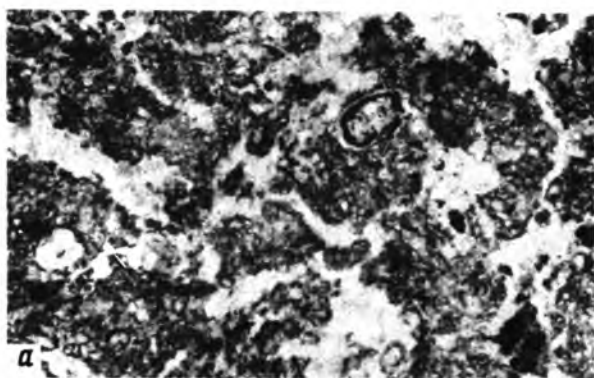
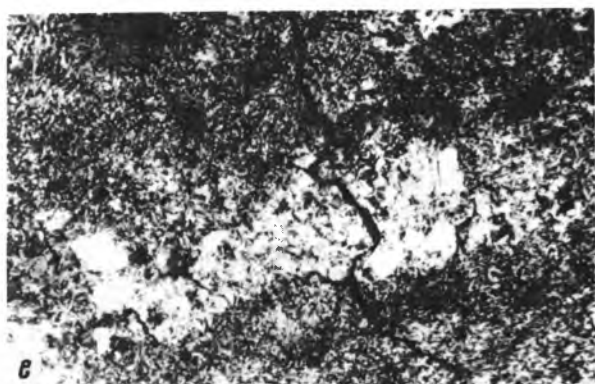
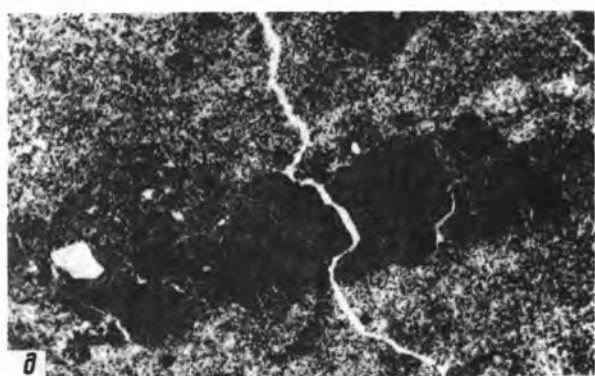
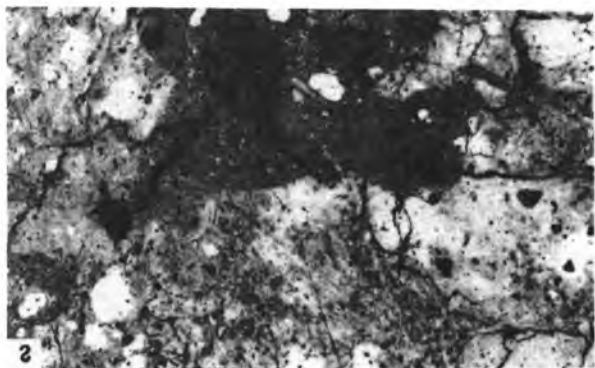


Рис. 2. Микростроение некоторых генетических горизонтов почв

a — рыхлое (агрегационное) микростроение гор. А1, X 30, ник. ||; *б* — распределение ортштейнов в гор. А2g, структурфотограмма, X 4; *в* — морфология ортштейнов, гор. А2g, X 50, ник. ||; *г* — обезжелезнение основной массы вокруг пор, гор. А2В1g, шлиф



горизонтальной ориентации, структурфотограмма, X 5; *д, е* – глинистые останцы почвообразующей породы в гор. B1, X 70; ник. I (*д*), ник. + (*е*); *ж* – обломки глинистых натеков в основной массе гор. A2B1g, X 70 ник. II; *з* – формирование горизонтальных и вертикальных микротрещин в гор. B2 (верх), структурфотограмма, X 10

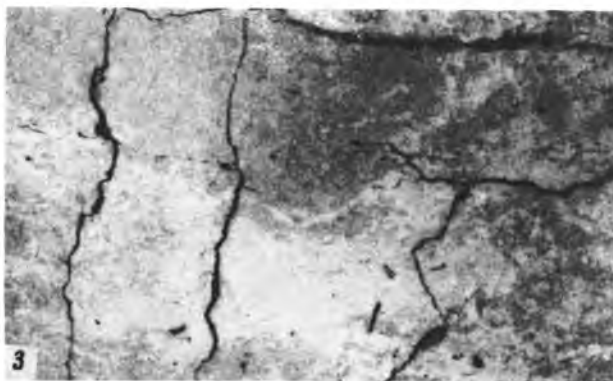
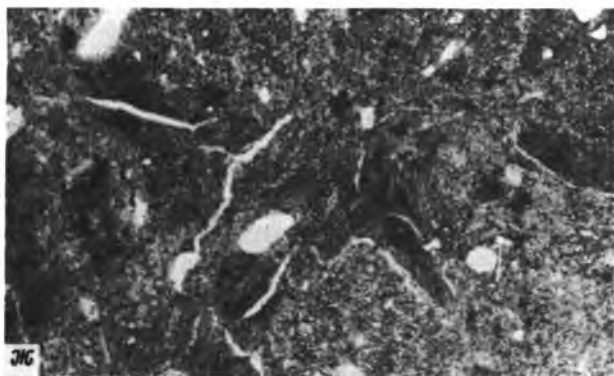


Рис. 2 (окончание)

ожеженных микроучастков (рис. 2,2). Осветленные зоны в основном приурочены к трещинам и каналовидным порам. Сложение компактное, видимая порозность составляет 6–9%. Микростроение осветленных зон сходно с гор. А2g, они сложены в основном пластинчатыми педями, но содержат значительно больше обломков глинистых натеков. Бурые микроучастки компактные, имеют сложное микростроение глинистой плазмы (чешуйчатое, струйчатое, спутанно-волокнутое). Эти зоны содержат значительно больше "останцов" глинистых слоев почвообразующей породы. Отмечается обилие глинистых натеков (более 15% от площади шлифа), многие из которых трансформированы и внедрены в основу, выделяются они по волнистому погасанию в скрещенных николях (рис. 2,ж). Содержание ортштейнов уменьшается до 4–7%, при этом основная их масса приурочена к осветленным микроучасткам.

В1. Фрагментарное сложение, почвенная масса разбита узкими порами (видимая порозность 7–8%) на округленные и угловатые агрегаты размером ~ 4 мм. ВТМ и ВПМ различаются по окраске, последняя более интенсивно прокрашена гидроокислами железа. Элементарное микростроение преимущественно плазменное, плазма анизотропная, волокнистая, спутанно-волокнустая. В верхней части горизонта обнаруживаются единичные орт-

штейны, книзу встречаются лишь диффузные пятна и кольца. По всему горизонту встречаются останцы (преимущественно глинистые) почвообразующей породы (рис. 2, *д*, *е*), однофазно погасающие в скрещенных николях. Размеры этих фрагментов варьируют от 0,2 до 1,5 мм. Узкие вертикальные и горизонтальные поры упаковки устланы светло-бурой глинистой кутаной. В ВПМ редко встречаются глинистые скорлуповатые обломки.

В2. Неоднородный по строению, компактный. Четко выделяются два типа микрозон: темно-бурые, почти не переработанные почвообразованием фрагменты породы и буровато-серые, тяготеющие к ВТМ (рис. 2, *з*). Темно-бурые блоки имеют совершенную ориентацию слагающих их глинистых частиц, наиболее крупные из них пересекаются трещинами. При этом часто рядом лежащие блоки имеют одновременное погасание в скрещенных николях. Переход к осветленным зонам постепенный, плазма волокнистая, струйчатая. В этих зонах обилие останцов, мелких блоков, имеющих разный угол погасания (рис. 3, *а*). Преобладающую часть видимой порозности представляют трещины, встречаются также цилиндрические поры. При этом более 60% трещин приходится на трещины горизонтально ориентированные. В ВПМ обнаруживаются редкие железистые диффузионные кольца. Вдоль крупных вертикальных трещин располагается волнисто-погасающая или струйчатая глинистая масса, преимущественно обезжелезненная; в этих трещинах встречаются корневые растительные остатки (рис. 3, *б*, *в*, *г*). В нижней части горизонта преобладают четкие ленты, лишь локально слабо трансформированные.

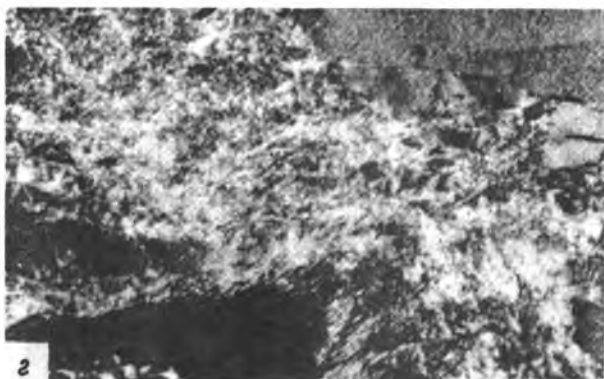
С. Резко доминируют слабо трансформированные ленты. Летние пылеватые и пылевато-глинистые слои состоят из множества тонких суточных микрослоев. В зимних глинистых лентах микрослоистость не выражена, они имеют совершенную ориентацию глинистого вещества. Для летних лент характерны разнообразные нарушения горизонтального залегания: микросбросы, подвижки и т.п. Плоскости скольжения представляют собой тонкие полоски ориентированной глины, иногда по ним развиваются микротрещины (рис. 3, *ж*). К участкам микросбросов приурочены и наиболее сильные трансформации глинистых слоев. Вдоль крупных магистральных трещин наблюдается загибание слоев вверх (рис. 3, *з*). Притрещинная масса наиболее сильно переработана, иногда обезжелезнена. На верхних плоскостях летних лент часто присутствуют тончайшие марганцовистые прослои. По редким магистральным трещинам обнаруживаются тонкие недифференцированные обезжелезненные глинистые кутаны.

С_{са}. Микростроение сходно с предыдущим горизонтом. На границах лент локально встречаются вытянутые стяжения из микрокристаллического кальцита. Рассеянный кальцит в основе распределен неравномерно.

Механический состав исследуемых почв (табл. 4) свидетельствует о заметном перераспределении илистой фракции по профилю. Максимум ила отмечается в гор. А2В1г и В1. Слоистость и исходная неоднородность почвообразующей породы приводят к заметному варьированию данных механического анализа гор. С даже при многократных усреднениях образцов. Значительное обеднение верхних горизонтов профиля физической глиной за счет относительного роста содержания крупной пыли и даже мелкого песка во многом определяется сегрегационными процессами, приуроченными к верхней части профиля. Анализ весового содержания фракции



Рис. 3. Структурфотограммы иллювиальных горизонтов почв
 а – трансформация микростроения глинистых лент, разная ориентация глинистых блоков, гор. В2, X 30, ник,+; б – субпараллельное растрескивание глинистых микро-слоев, гор. В2 (низ), структурфотограмма, X 5; в, г – переориентация и обезжелезные внутрительной массы гор. В2 (низ) по ходам корней, по периферии сохраняются слоистые фрагменты почвообразующей породы, X 20, ник. II (в), ник. + (г); д – заполнение разрывов микрослоев грубодисперсным материалом и формирование сети



микротрещин в гор. С, структурфотограмма, X 10; *e* – фрагмент вертикальной трещины в глинистом микрослое, заполненной пылеватым материалом, гор. С, X 30, ник. +; *ж* – плоскости скольжения микросбросовых участков с переориентацией исходного материала, гор. С, X 20, ник. ||; *з* – трансформация и обезжелезнение минеральной массы (темно-серые зоны) вдоль крупных трещин, гор. С, структурфотограмма, X 5

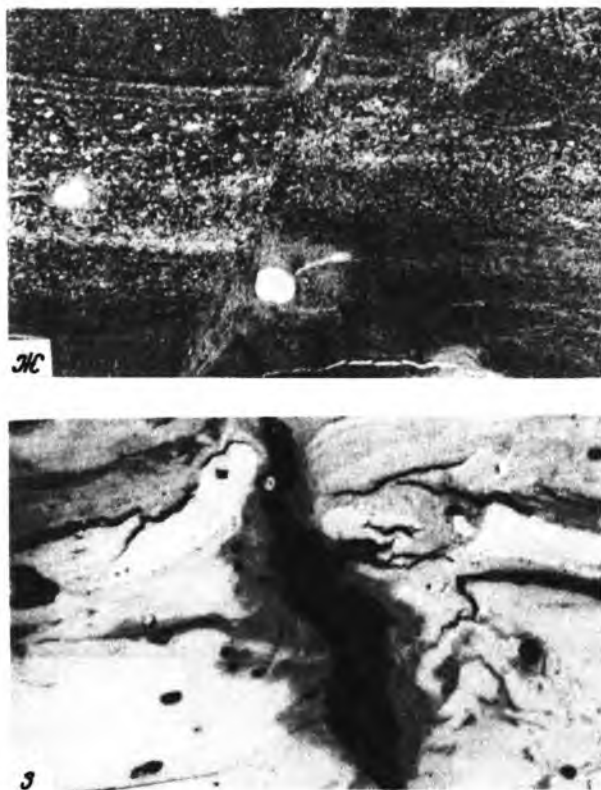


Рис. 3 (окончание)

$> 0,25$ мм (мокрое растирание и просеивание) показал, что в гор. А2g она составляет 22,5%. Из них более 90% (более 20% от веса почвы) приходится на ортштейны.

Физико-химические и химические свойства почвы (табл. 4) указывают на элювиальный и элювиально-иллювиальный тип распределения элементов по профилю. Выщелоченность элювиальной толщи отчетливо диагностируется по уменьшению содержания поглощенных оснований, валовых форм Al и Fe, относительному увеличению содержания SiO_2 . При этом не отмечается заметного иллювиального накопления элементов в средней части профиля. Ранее, изучая эти почвы, А.А. Роде (1931) обосновал наличие в них подзолообразовательного процесса. Обращает на себя внимание поведение в профиле несиликатных форм железа. Максимальное содержание этих соединений наблюдается в элювиальной толще, особенно в нижней ее части, где оно достигает 1,1%. При этом максимум содержания "аморфного" железа совпадает или находится немного выше максимума накопления илистой фракции в профиле.

Минералогический состав илистой фракции представлен в основном минералами группы каолинита, иллита и лабильных силикатов (преимущественно вермикулит). Каолинит относительно накапливается в верхних го-

ризонтах. Наряду с этим идет заметное обеднение элювиальных горизонтов лабильными силикатами, которые имеют небольшой иллювиальный максимум в средней части профиля. Распределение иллита по профилю довольно равномерное. Содержание гидрослюд постепенно возрастает от верхних к нижним горизонтам. Отмечается лишь небольшой максимум в гор. A2B1g.

Аналитические и микроморфологические исследования позволяют провести анализ некоторых механизмов формирования профиля тяжелых почв на ленточных глинах. Тяжелый механический состав и исходная слоистость почвообразующей породы накладывают отпечаток не только на выраженность микроморфологических показателей, но и на характер дифференциации профиля по химическим и механическим элементам. При рассмотрении общей организации профиля обращает на себя внимание ряд особенностей.

Органогенные горизонты практически бесструктурны, иногда наблюдается неясная слоеватость, оторфованность, отражающие периодичность поступления, слеживания и переработки опада.

Органо-минеральный гор. A1 слабо оструктурен, ясно выделяются лишь педы 2-го порядка — рыхлые непрочные комки. Первичные педы — непрочные зерна, слагающие комки, выделяются не всегда.

Элювиальные горизонты (A1A2g, A2g, осветленные участки A2B1g) сложены педами двух порядков. Первичные педы (первого порядка) — мелкие орешки, комки, зерна, с глубиной их размер и степень выраженности возрастают. Педы второго порядка — пластинки и плитки разных размеров, с глубиной их толщина также увеличивается, достигая в гор. A2B1g 4–6 мм. Однако такая отчетливая агрегация элювиальных горизонтов скорее исключение, чем правило. С усилением поверхностного переувлажнения и заболачивания степень оструктуренности элювиальных горизонтов падает. Горизонты приобретают компактное слитое сложение, выделяются лишь неясные комки.

Буроокрашенные горизонты средней части профиля имеют наиболее четкую и сложную организацию (гор. B1, B2 и бурые морфоны гор. A2B1g). Первичные педы — орехи, призмочки; вторичные — призмы, плитки. Переходный гор. BC и нижняя часть B2 имеют явные признаки почвообразующей породы. Первичные педы (комки, орехи) слагают крупные плитки с ясными признаками слоеватости.

Материнская порода практически бесструктурна, разбита редкими тонкими трещинами на крупные глыбы, легко разламывающиеся по плоскостям напластования.

Внутрипедная масса в гор. A1, A1A2g, A2g и осветленных участках гор. A2B1g относительно обеднена плазмой, что проявляется в некотором увеличении количества песчаных и крупнопылеватых зерен. Зерна скелета погружены в плазму и отделены друг от друга. В ВПМ горизонтов средней части профиля и материнской породе крупные минеральные зерна единичны. Приуроченность редких песчаных минеральных зерен к верхней толще профиля и отсутствие их в материнской породе наряду с очень низким содержанием в горизонтах средней части профиля свидетельствуют о преимущественно эоловом привносе грубодисперсного материала или привносе его плавающими льдинами (Пиррус, 1968).

Преобладающими компонентами плазмы во всех горизонтах являются

Таблица 4

Некоторые свойства дерново-подзолистых почв на ленточных глинах

Горизонт	Глубина, см	рН водн.	Гумус, %	Сумма обменных катионов, мг-экв/100 г почвы	Валовое содержание окислов, %		
					SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Разрез 173							
A1	3-12	5,0	3,82	5	73,4	14,5	4,8
A1A2g	12-18	5,1	1,65	7	71,6	14,6	5,9
A2g	18-24	5,7	0,64	6	71,2	15,2	6,3
A2B1g	24-32	5,4	He опр.	12	He опр.		
B1	40-50	6,4	0,88	16	65,6	18,4	7,3
B2	70-80	7,4	He опр.	19	65,6	18,2	6,9
C	125-135	8,5	0,12	19	62,3	20,1	7,8
ССа	180-190	8,3	0,34	23	62,3	18,4	7,8
Разрез 1/78							
A1	5-8	4,2	6,77	5	77,4	14,3	2,6
A1A2g	8-13	4,4	3,67	2	78,9	11,9	2,7
A2g	13-18	4,8	1,13	2	76,7	11,3	6,4
A2g	18-22	5,1	0,52	2	75,4	12,4	6,4
A2B1g	25-35	5,3	0,55	4	71,5	14,9	6,3
B1	50-60	6,1	0,73	19	67,8	17,1	6,7
B2	70-80	6,7	0,62	7	67,9	16,7	6,3
C1	125-135	6,6	0,53	18	64,9	18,2	7,4
C2	160-170	6,8	0,79	17	66,4	17,7	6,4
C3	230-240	7,1	0,88	16	63,9	19,7	7,2

тонкодисперсное глинистое вещество и тонкораздробленные частички кварца и полевых шпатов. В верхних горизонтах большую роль играют также гидроокислы железа и тонкодисперсное органическое вещество. Во всех горизонтах плазма анизотропная, что связано с преобладанием в ее составе глинистых частиц и их агрегатов. Микростроение плазмы элювиальных горизонтов чешуйчатое, спутанно-волокнистое. В горизонтах средней части профиля микростроение плазмы существенно изменяется. Наряду с микроразнонами чешуйчатого микростроения довольно часто встречаются участки со струйчатой и спутанно-волокнистой ориентацией. В гор. B2 появляются микроблоки ненарушенной материнской породы с совершенной ориентацией. Книзу количество микроблоков увеличивается, расположение из хаотического становится параллельным, чередующимся.

Тяжелые почвы слабопроницаемы, что приводит к развитию восстановительных процессов в элювиально-глеевой толще. Это явление объясняется не только тяжелым механическим составом породы, но и характером микростроения глинистого вещества. Наблюдения на растровом электронном микроскопе показали, что глинистые частицы формируют уплощенные и удлиненные агрегаты размером 1-5 мкм, которые имеют согласованную взаимную ориентацию (рис. 4, д, е). Между агрегатами находятся замкнутые тонкие щелевидные поры. Глинистые частицы и их агрегаты соче-

Содержание основных групп глинистых минералов в илистой фракции, %			Fe ₂ O ₃ по Тамму, %	Содержание фракций, %	
каолинит	иллит	лабильные силикаты		< 0,001 мм	< 0,01 мм
Разрез 173					
63	32	5	0,6	10	42
61	32	7	0,7	14	66
62	34	4	1,1	15	63
48	36	16	0,6	33	81
43	32	25	0,5	30	81
37	39	24	0,2	25	84
40	42	18	0,1	20	81
41	45	14	0,1	27	14
Разрез 1/78					
He определялось			1,0	10	44
			1,1	He опр.	
			1,3	8	39
			1,1	10	39
			0,5	18	50
			0,5	31	62
			0,2	27	66
			0,1	37	79
			He опр.	20	81
			"	21	89

нены между собой исключительно по типу базис-базис. Это обеспечивает их компактное сложение и высокую степень сцепления. Кроме того, в плоскости напластования микропоры почти отсутствуют, редко встречаются более крупные округлые поры. Подобный ламинарный тип микростроения глинистого вещества (Сергеев и др., 1979) обеспечивает крайне неблагоприятные фильтрационные свойства ленточных глин. В случае наличия пылеватых частиц глинистые агрегаты огибают их, создавая таким образом волнистую турбулентную структуру (рис. 4, ж). В пылеватых лентах обращает на себя внимание высокая степень сортированности минерального материала (рис. 4, з).

В процессе почвообразования слоистая материнская порода постепенно теряет исходные черты строения. Эти изменения наиболее выражены в верхней полуметровой толще. Глинистые агрегаты (чешуйки) постепенно теряют исходную совершенную взаимную ориентацию. В элювиальных горизонтах они не формируют крупных изолированных блоков, меняются взаимная ориентация и расположение чешуек. Преобладающим типом контактов глинистых частиц в гор. A2g является базис-скол, гораздо реже встречается базис-базис. Такое расположение частиц характерно для чешуйчатого или чешуйчато-волокнистого типов микростроения глинистого вещества.

Организация и степень дифференциации исследуемых почв во многом

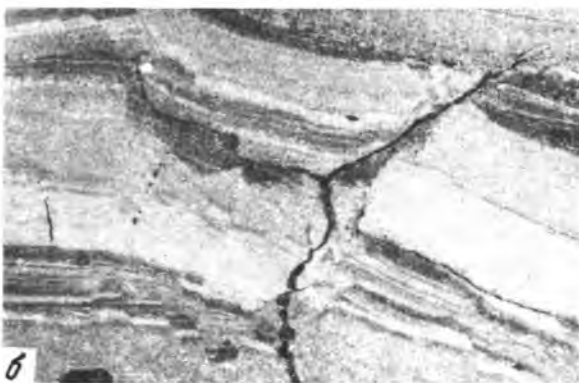
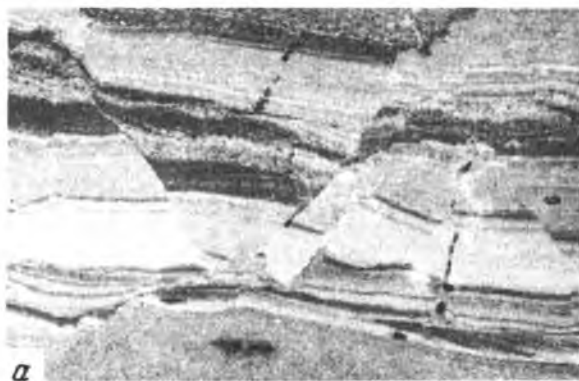
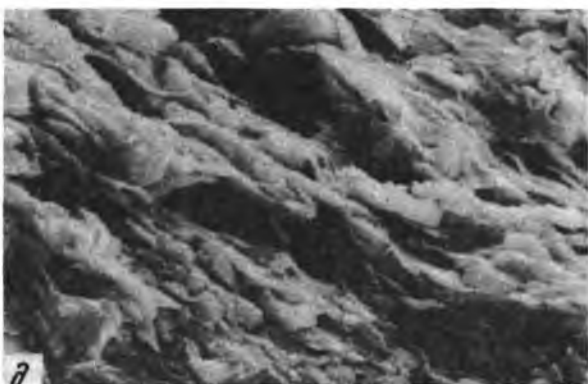


Рис. 4. Трансформации микрослоистости и электронная микроскопия глинистых лент
а, б – участки микросбросовых деформаций, трансформация исходной микрослоистости, гор. С, структурфотограммы, X 10; *в* – внедрение глинистой массы в зоны, ослабленные микросбросовыми деформациями, гор. С, структурфотограмма, X 4; *г* – слаботрансформированные слои материнской породы с редкой сетью взаимно



перпендикулярных трещин, X 3; *д, е* – параллельная взаимная ориентация глинистых частиц (ламинарный тип микростроения) в глинистых микрослоях, РЭМ, X 2000 (*д*), X 4000 (*е*); *ж* – микростроение переходных слоев (глинистые агрегаты огибают пылеватые частицы), РЭМ, X 4000; *з* – микростроение пылеватых слоев, РЭМ, X 4000



Рис. 4 (окончание)

определяются характером развития трещинной сети. Роль трещин возрастает в почвах тяжелого механического состава, где они являются основным путем для миграции веществ внутри и за пределы профиля. Вследствие ослабленности фронтального действия факторов почвообразования трещины (и притрещинная масса) являются теми зонами, в которых в первую очередь происходит преобразование исходной почвообразующей породы. Анализ трещинной сети во многом расширяет наши представления о механизмах физико-механической педотурбации.

Трещиноватость дерново-подзолистых почв на рыхлых почвообразующих породах — явление широко распространенное. Генезис подобной трещиноватости во многом не ясен и требует специального изучения. Основная сеть вертикальных трещин появляется ниже гор. А2g. В горизонтальных срезах почвенной толщи отчетливо виден общий полигональный рисунок пересечения трещин. Первая зона трещин охватывает гор. А2g и А2В1g. Округло-полигональная сеть трещин на горизонтальном срезе образуется широкими криволинейными и шелевидными трещинами, заполненными бесструктурным или неясноккомковатым белесовато-серым материалом. Кутаны вдоль трещин не выражены. Основные процессы, формирующие МТМ делятся на зоны: кислотный гидролиз и элювиально-глеевая деструк-

ция минерального материала и вымывание их продуктов и тонкодисперсных частиц; заполнение трещин вышележащим материалом; миграция и аккумуляция подвижного гумуса и органо-минеральных соединений. Вторая зона трещин охватывает гор. В1 и В2. Трещины в основном узкие, щелевидные, в плане образуют остроугольную полигональную сеть. Глинистые кутаны выстилают стенки большинства трещин, ВТМ оглеена. В нижней части зоны выделяются трещины двух порядков, оглеены только наиболее крупные трещины. Третья зона охватывает переходный гор. ВС и верхнюю толщу материнской породы. Преобладают тонкие неоглеенные трещины, заполненные глинистым веществом.

В почвообразующей породе сеть трещин очень редкая. Трещины прямолинейные или слегка закруглены. ВТМ интенсивно оглеена.

Морфометрические исследования горизонтальных срезов показали (см. табл. 2), что с глубиной степень расчлененности горизонтов возрастает параллельно уменьшению средних размеров контуров и резко падает в гор. С. При этом значительно уменьшается ширина трещин и степень морфологического различия между выделяемыми контурами, т.е. степень переработки исходной почвообразующей массы падает. В материнской породе сеть трещин очень редкая, выделяемые полигоны совершенно идентичны. Материал, заполняющий трещины (ВТМ), аналогичен МТМ, часто бывает оглеен.

Такого рода расчлененность очень характерна для тяжелых осадочных пород, и есть основания предполагать довольно большую глубину проникновения трещин, вплоть до границы литологической смены пород (Костяев, 1966; Кагнер, 1959). Эти трещины наследуются почвой от материнской породы, и процессы трещинообразования получают развитие в настоящее время.

В почвенном профиле наряду с развитием трещин, наследуемых от материнской породы, идут свои собственные процессы переработки исходного материала и, в первую очередь, трещинообразование.

В нижних гор. В1 и В2 степень развития трещинной сети практически одинакова (большие различия в показателе степени расчлененности обусловлены тем, что подсчитывались трещины разного порядка). Выше агрессивность трещин резко возрастает. Мелкие педы МТМ отрезаются от общей массы горизонта и вовлекаются во внутритрещинную массу. Здесь происходит их интенсивная переработка, дезагрегация, и в конце концов, теряя признаки, свойственные МТМ, они сливаются с внутритрещинной массой. Трещины растут в ширину, из щелевидных они становятся клиновидными, и наконец мы выделяем горизонт, представленный практически слившимися трещинами, где исходный материал переработан до неузнаваемости почвообразовательными процессами. Одновременно происходит дифференциация вещества внутри МТМ, формируются новые пути миграции материалов из гумусо-аккумулятивного горизонта.

Большинство исследователей связывают формирование трещин с сингенетическими условиями формирования осадочных пород — усадками, усыханием пород и эпигенетическими палеокриогенными явлениями возникновения трещин до начала собственно голоценового гумидно-лесного почвообразования.

На наш взгляд, трещинообразование — явление многостороннее и полиге-

нетичное, т.е. трактовка его с помощью какой-либо одной из этих гипотез не может полностью объяснить многие особенности в строении и организации почвенного профиля. Основная роль в формировании трещиноватости почв на ленточных глинах принадлежит все же синерезису — усадке и уплотнению слаболитифицированных грунтов при высыхании (Костяев, 1966). Закономерная дифференциация напряжений в определенном достаточно однородном массиве обуславливает полигональность трещин в разрезе и плане.

Внутриобъемные изменения ленточной глины при периодическом высыхании и увлажнении вызывают целый ряд нарушений текстуры и микростроения.

Набухание ленточной глины и раздвигание слоев по высоте ограничено давлением вышележащей толщи, тормозится менее разбухающими пылеватыми летними слоями. Давление набухания частично преобразуется в противоположно направленные силы реакции. Набухший глинистый слой испытывает сильное сжатие. При этом пластичная глинистая масса может выжиматься вдоль слоя, перетекать и образовывать утолщения и изгибы. Изгибу слоев благоприятствует наличие неравномерных напряжений, зон пониженной плотности и меньшей напряженности. Неравномерное напряжение при набухании ленточных глин вызвано наличием трещин и местным избыточным увлажнением по трещинам. Таким образом могли возникать изгибы слоев вдоль трещин (рис. 4,з), глинистый материал внедрялся в зоны, ослабленные микросбросами (Кагнер, 1959).

Неравномерная усадка глинистых и пылеватых слоев при высыхании приводит к образованию сети микротрещин, ориентированных перпендикулярно и параллельно слоистости (очень редко под углом). При этом зимние слои имеют более высокую порозность (60% от видимой порозности) и преобладают трещины горизонтальной ориентации (65% от видимой порозности зимнего слоя). По вертикальным трещинам наблюдается смещение слоев относительно друг друга (см. рис. 3, д, е, ж).

Большую роль в трансформации первоначальной структуры ленточных глин играют также микросбросы и микросдвиги (см. рис. 4,а, б), происходящие при попеременном набухании и усадке породы. Наиболее часто сдвиговые деформации наблюдаются в летних слоях. Зоны скольжения являются в данном случае потенциальными трещинами, так как связь между частицами в этих участках значительно слабее (Шибакова, 1966). В ослабленные зоны при следующем цикле увлажнения внедряется глинистая масса зимних слоев (см. рис. 4,в).

С продвижением вверх по профилю интенсивности педотурбационных процессов и степень трансформации исходной породы резко возрастают. Нарушение естественной структуры способствует увеличению набухания (а следовательно, и усадки). Сцепление между частицами, равное в глинистых слоях $0,2-0,3 \text{ кГ/см}^2$, в пылеватых — $0,07-0,17 \text{ кГ/см}^2$, при нарушении естественной структуры падает почти до нуля (Сергеев и др., 1973), т.е. условия для нарастания интенсивности переорганизации почвенной массы становятся более благоприятными.

Наличие трещинной сети, ее морфология во многом определяют характер перераспределения по профилю тонкодисперсного и пылеватого материала. Микроморфометрия шлифов показывает, что элювиально-иллювиальное перераспределение глинистого материала выражено относительно

слабо. В первую очередь обращает на себя внимание "неглубокое" проникновение суспензий. Максимальное содержание глинистых кутан характерно для гор. А2В1. Вниз по профилю количество кутан резко уменьшается и они приурочены исключительно к наиболее крупным трещинам. Глинистые кутаны по химическому составу не отличаются от ВПМ зимних слоев. Различия заключаются лишь в микростроении глинистого вещества (волнистое погасание кутан) и в частичной обезжелезненности кутан.

Верхняя часть профиля исследуемых почв (~ 40 см) испытывает наиболее сильное воздействие процессов педотурбации, главным образом явления усадки и набухания. Этот факт обуславливает динамику трещинной сети в гор. А2g, А2В1g и в верхней части гор. В1 (стирание старых и формирование новых трещин). В связи с этим глинистые кутаны в значительной степени трансформированы, они внедряются в основную массу, выделяясь лишь волнистым погасанием. Содержание глинистых кутан хорошо коррелирует с механическим составом почв. Глинистые кутаны в гор. В2, ВС не вносят заметного вклада в обогащение этих горизонтов илистой фракцией. Пылеватые кутаны (и переслаивание глинистых и пылеватых кутан) для исследуемых почв не характерны.

Слабая элювиально-иллювиальная дифференциация профилей исследованных почв и особенности гидротермического режима накладывают отпечаток на микроморфологию и распределение марганцово-железистых стяжений.

В гумусо-аккумулятивном горизонте иногда встречаются мелкие округлые Fe-гумусовые красновато-черные нодулы, рыхлые ржавые стяжения и охристые чехлики по ходам корней. В гор. А2g и в осветленных участках гор. А2В1g наблюдается максимальное количество конкреций. Преобладают мелкие плотные красновато-черные нодулы, много рыхлых точечных красновато-бурых стяжений. Обилие конкреций в элювиальных горизонтах позволяет говорить о регулярном чередовании в этой части профиля периодов переувлажнения с периодами иссушения.

В буроокрашенных горизонтах средней части профиля содержание ортштейнов резко падает. Редкие плотные черные конкреции окружены тонкой полоской поляризующейся глины. Иногда наблюдаются точечные ржавые пятна и диффузные кольца. В материнской породе могут встречаться мелкие охристые стяжения и трубчатые ортштейны (рошенштейны). На плоскостях, параллельных слоистости, часто наблюдаются очень тонкие марганцовистые пленки, имеющие, по-видимому, реликтовый характер.

Таким образом, в профиле исследуемых почв выделяются две зоны сегрегации: верхняя элювиальная толща профиля, связанная с сезонными процессами переувлажнения—оглеения, и нижняя — материнская порода, несущая следы как прошлого гидроморфного развития, так и, возможно, современного длительного анаэробнозиса, обусловленного замедленным оттоком внутрипочвенных вод.

Микроморфология стяжений и определения несиликатных форм железа (вытяжка Тамма) показывают, что гидроокислы железа интенсивно накапливаются в элювиальных горизонтах почв. Максимум этого накопления приурочен к верхней части гор. А2В1g. Если в гор. А2g концентрация железа происходит в округлых компактных ортштейнах, то в гор. А2В1g оно локализуется в основном в рыхлых сгустках, неравномерно пропитываю-

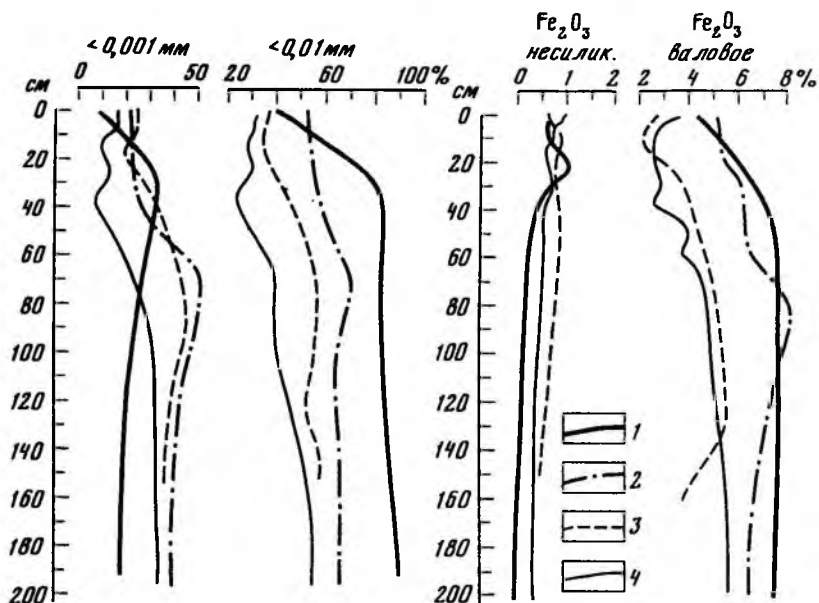


Рис. 5. Схемы распределения по профилю илстых частиц и физической глины, валового и несиликатного железа в дерново-подзолистых почвах разного механического состава

1 — дерново-подзолистая поверхностно-слабооглеенная почва на озерно-ледниковых ленточных глинах, разр. 173; 2 — дерново-подзолистая почва со вторым гумусовым горизонтом на лёссовидной глине, разр. 41; 3 — дерново-палево-подзолистая почва на покровном суглинке, разр. 2-71; 4 — дерново-подзолистая на покровном суглинке, разр. М-75

щих всю почвенную массу. Хотя в исследованном профиле максимум содержания несиликатного железа и илистой фракции близки, гидроокислы железа не обязательно ассоциируются с илстыми частицами. Чаше бывает наоборот: глинистые обособления заметно обеднены тонкодисперсными соединениями железа, особенно кутаны во внутритрещинной массе.

Чтобы наглядно показать специфику микростроения исследуемых почв на тяжелых слоистых породах и влияние этих факторов на генезис почв, следует сопоставить некоторые их показатели с почвами подзолистого типа, сформированными на лёссовидных глинах (Шоба, 1973) и покровных суглинках (Таргульян и др., 1974; Дмитриев и др., 1980). По существующей классификации (Указания..., 1977), отнесение указанных почв к подзолистому типу не вызывает сомнения. Покровные суглинки широко распространены на Русской равнине, а выбор для сравнения почв на лёссовидных глинах обусловлен не столько разным генезисом пород, сколько сходством их механического состава (рис. 5).

Рассматриваемые почвы в общих чертах сформированы одним и тем же набором элементарных почвообразовательных процессов: гумусо-аккумулятивным процессом, кислотным гидролизом, лессиважем (парглювацией), элювиально-глеевым и т.д. Однако степень проявления и локализации большинства процессов разная. Особо обращает на себя внимание

сходство проявления современного гумусо-аккумулятивного процесса (содержание и профильное распределение гумуса, групповой и фракционный состав, микроморфология гумуса).

Значительные различия обнаруживаются при сравнении организации почвенной массы и степени развития в ней трещинной сети. Наиболее ярко трещинная сеть выражена в почвах на покровных суглинках. На лёссовидных глинах формируется густая, равномерная, отчетливо диагностируемая сеть трещин, глубоко проникающих в почвообразующую породу. Однако на фоне обилия тонких внутригоризонтных трещин не выделяются трещины магистральные, трещины-каналы, широко представленные в почвах на покровных суглинках и берущие на себя основную нагрузку по перемещению продуктов почвообразования и их аккумуляции.

На наш взгляд, формирование трещин — это свойство почвообразующей породы, которое реализуется главным образом через микростроение глинистого вещества. Чешуйчатое микростроение и наличие глобулярных микроагрегатов в лёссовидных глинах дают предпосылку к формированию устойчивых трещин и хорошему дренажу профиля, несмотря на тяжелый механический состав породы. Агрегационное микростроение глинистой плазмы в покровных суглинках выражено слабее, и этот факт наряду с более легким механическим составом приводит к преимущественному формированию межгоризонтных и магистральных трещин.

Слоистая текстура ленточных глин, их относительно простая организация, компактное, неагрегационное сложение, значительные силы сцепления между частицами препятствуют формированию трещинной сети и, соответственно, переорганизации материнской породы.

Очень наглядно проявляются различия в характере текстурной дифференциации сравниваемых почв. В почвах на покровных суглинках и лёссовидных глинах наблюдается резкое обеднение поверхностных горизонтов илом, при этом он переносится на большую глубину. Максимум илювирирования (по илу) находится в гор. В2 на глубине 70—90 см. Глинистые кутаны в этом горизонте выражены очень хорошо, они покрывают все структурные отдельности. В почвах на ленточных глинах эти процессы локализуются в гор. А2В1g и на глубине 40—50 см резко затухают.

Процессы элювиально-глеевого характера, вызванные избыточным поверхностным увлажнением, наиболее ярко выражены в почвах на ленточных глинах. Различия проявляются не только в морфологическом строении почв и содержании ортштейнов в элювиальных горизонтах, но и в абсолютных количествах несиликатных форм железа и распределении их по профилю. Если в почвах на ленточных глинах доминирует ярко выраженный аккумулятивный тип распределения несиликатного железа, то для почв на покровных суглинках и лёссовидных глинах характерно более или менее равномерное распределение этих соединений по профилю.

* * *

Итак, на организацию генетического профиля поверхностно-переувлажненных почв, сформированных на озерно-ледниковых ленточных глинах, наибольшее влияние оказывают слоистость и микростроение почвообразующей породы. Почвенная масса в значительной степени наследует специфические черты материнской породы.

Своеобразное микростроение ленточных глин наряду с тяжелым механическим составом обуславливает низкую водопроницаемость этих почв и, как следствие, наличие ряда специфических особенностей в проявлении основных почвообразовательных процессов.

В изменении микростроения исходной почвообразующей породы и перерганизации почвенной массы главную роль играют физико-механические процессы набухания, усадки, переориентации частиц, образования ослабленных микрозон в результате подвижек и микросбросов при изменении степени увлажнения пылевато-глинистых слоев.

Поверхностное переувлажнение, связанное с низкими фильтрационными свойствами почвообразующей породы, стимулирует интенсивное проявление элювиально-глеевых процессов. Слабое развитие трещинной сети приводит к ослаблению элювиально-иллювиальной дифференциации профиля. Процессы преобразования минеральной массы и транслокации веществ сконцентрированы в основном в верхней полуметровой толще.

Сравнение изучаемых почв с дерново-подзолистыми почвами на других материнских породах показало своеобразие проявления (интенсивности и локализации) отдельных почвообразовательных процессов (главным образом патлюации и оглеения).

ЛИТЕРАТУРА

- Дмитриев Е.А., Карпачевский Л.О., Соколова Т.А., Строганова М.Н., Шоба С.А.* Организация дерново-подзолистой почвы и структура лесного биогеоценоза. — В кн.: Структурно-функциональная организация биогеоценозов. М.: Наука, 1980.
- Кагнер М.Н.* К вопросу о нарушениях в залегании ленточных глин и причинах их возникновения. — Вестн. МГУ. Сер. биол., почвоведение, геология, география, 1959, № 1.
- Костяев А.Г.* Диагенетические клиновидные и складчатые деформации в четвертичных отложениях и их палеогеографическое значение: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1966.
- Марков К.К.* Ленточные глины и связанные с ними проблемы по исследованиям последних лет. — Изв. Русск. гос. геогр. о-ва, 1927, т. IX, вып. 1.
- Матинян Н.Н.* Изменение микростроения дерново-подзолистых почв под влиянием заболачивания. — Вестн. ЛГУ. Сер. биология, 1966, № 9, вып. 2.
- Матинян Н.Н.* О влиянии увлажнения на формы и химический состав Fe-новообразований в заболоченных почвах Новгородской области. — В кн.: Дерново-подзолистые почвы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967.
- Матинян Н.Н.* Заболоченные почвы Приильменской низменности и Валдайской возвышенности: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л., 1968.
- Матинян Н.Н.* К вопросу о псевдоглее. — Учен. зап. ЛГУ. Сер. биол. наук, 1969, № 348, вып. 51.
- Матинян Н.Н.* Основные черты микростроения гидроморфных почв, развитых на ленточных глинах в таежной зоне. — В кн.: Тез. докл. V делег. съезда ВОП. Минск, 1977, вып. 5.
- Пиррус Э.А.* Ленточные глины Эстонии. Таллин, 1968.
- Роде А.А.* Материалы к изучению почвенного покрова Лисинского учебно-опытного лесхоза. — В кн.: Природа и хозяйство учебных леспромхозов лесотехнической академии. Л., 1931, вып. 3.
- Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиангиров Р.С., Осипов В.И., Трофимов В.Т.* Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Сергеев Е.М., Грабовская-Ольшевская Б., Осипов В.И., Соколов В.Н.* Типы микроструктур глинистых пород. — Инж. геология, 1979, № 2.
- Таргулян В.О., Соколова Т.А., Бириня А.Г., Куликов А.В., Целищев Л.К.* Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках. М.: Наука, 1974.

Указания по классификации и диагностике почв СССР. М.: Колос, 1977.

Хантулев А.А., Гагарина Е.И., Матинян Н.Н., Счастливая Л.С. Бурные лесные и буропсевдоподзолистые почвы Ленинградской, Псковской и Новгородской областей. — В кн.: Буроземообразование и псевдоподзоливание в почвах Русской равнины. М.: Наука, 1974.

Шибакова В.С. Опыт изучения мезоструктуры выветрелых глин. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1966, № 2.

Шоба С.А. Микроморфология и минералогия таежных почв Томского Приобья: Автореф. дис. . . . канд. биол. наук. М., 1973.

УДК 631.445.12:631.445.2:631.472

МИКРОМОРФОЛОГИЯ БОЛОТНО-ПОДЗОЛИСТЫХ И БОЛОТНЫХ ПОЧВ СЕВЕРОТАЕЖНЫХ ЛЕСОВ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА

Г.В. Русанова

Почвы с текстурно-дифференцированным профилем широко распространены в подзоне северной тайги на породах суглинистого механического состава. В литературе имеются сведения, касающиеся их генетических особенностей, режимов почвообразования (Ильина, 1970; Забоева, 1975), и относительно мало работ, посвященных описанию микростроения (Вишневская, Таргульян, 1972).

В статье обсуждаются результаты изучения мезо-микроморфологии катены почв протяженностью 200 м, расположенной в бассейне верхнего течения р. Печоры, на водораздельном слабодренированном увале Южного Тимана, в 4 км на юго-запад от п. Троицко-Печорска. Абсолютная высота 150 м, почвообразующая порода — бескарбонатный средний пылеватый суглинок. Грунтовые воды находятся глубже 10 м. Катена складывается следующими почвами. Автоморфные глееподзолистые почвы, формирующиеся под еловыми чернично-зеленомошными лесами IV класса бонитета, занимают наиболее дренируемые периферические части увалов; торфянисто-подзолисто-глееватые — уплощенные, менее дренируемые склоны, а торфяно-подзолисто-глеевые и торфяно-глеевые — центральные части увалов с затрудненным водообменом.

Подробная характеристика глееподзолистой почвы на пылеватом лёссовидном суглинке опубликована в журнале "Почвоведение" (Русанова, 1981). Особенности морфологии глееподзолистой почвы являются хорошая агрегированность почвенной массы (пластинчатые агрегаты в элювиальной и плитчатые в иллювиальной части), глубокое распространение кутан иллювиирования в профиле, выделение охристо-бурого гор. V_f под гор. А₂g. Профиль почвы характеризуется упорядоченностью микростроения: помимо слоеватых и фрагментарных отдельностей обособляются округлые с ооидной, или кольцевой, ориентировкой плазмы, связанные с явлениями криогенеза. В верхней части профиля ориентация плазмы раздельно-чешуйчатая, в нижней — много натеков. Почва сформирована на исходно однородной почвообразующей породе. Относительно легкий механический состав верхней части профиля является следствием почвенных процессов: об этом свидетельствуют "останцы" гор. В₂ в гор. А₂В и В₁.

Разрез 27 торфянисто-подзолисто-глеевой почвы расположен в 60–70 м от участка с глеподзолистой почвой, на пологом слабодренированном привершинном склоне увала, под ельником сфагново-долгомошным V класса бонитета. В напочвенном покрове присутствуют также в небольшом количестве гипновые мхи, брусника, хвощ, осока, морощка.

Морфологическое строение профиля

A₀ 0–9 см. Темно-коричневая (2,5 YR 3/2–3/4) рыхлая подстилка. Полуразложившиеся растительные остатки, более измельченные в нижней части слоя.

A₀ 9–13,5 см. Черный (5 YR 2/1), слабо мажущийся, зернисто-агрегированный слой с экскрементами мезофауны, спорами грибов.

A_{2g} 13,5–18 (23) см. Буровато-сизый (10 YR 5/3) с черно-коричневыми пятнами (10 R 2/1), с темно-ржавым (2,5 Yr R/2) ореолом, сизо-белесыми (2,5 Y 6/2) и темно-серо-сизыми (10 YR 3–2) пятнами. Горизонт посередине резко разделяется цементированной прослойкой, черно-ржавой (10 R 2/1–2,5 YR 2/2) с коричневым ореолом (2,5 YR 3/4). Мощность прослойки 0,2–0,5 см, иногда она двухслойная, слои на расстоянии 1 см друг от друга; в горизонтальной проекции – сплошная или участками по понижениям. Состоит из черных и ржавых слоев, включает твердые темно-ржавые конкреции. Верхняя часть A_{2g} над цементированной прослойкой имеет сизо-бурый цвет (7,5 YR 5/2 и 5 YR 3/2, 4/3). Иногда встречаются ожелезненные округлые корни диаметром 1–2,5 см. Масса рыхлая, войлокообразная, тонкопористая, пронизана мельчайшими корешками. Педы – плитки с волнистыми поверхностями, с округлыми гнездами-углублениями. Окраска поверхностей мозаичная – сизые и бурые мелкие пятна. Много округлых мягких белесо-серых образований размерами 3–4 см.

A_{2g} под цементированной прослойкой белесо-сизый (2,5 YR 6/2, 10 YR 5/3), с охристыми (7,5 YR 5/3) пятнами, тонкослоевато-пластинчатый. Верхняя поверхность агрегатов волнистая, с белесыми скелетанами, редкими порами (0,1 мм), округлыми гнездами конкреций. На нижней выступают конкреции двух видов: светло-бурые мягкие и темно-ржавые твердые. Иногда охристые горизонтальные полосы (1 см) тянутся параллельно цементированной прослойке. По стенкам трещин, идущих от нее вниз, тонкий слой темно-коричневых Fe-гумусовых кутан (5 YR 3/3). С глубиной цвет кутан становится бледнее (5 YR 5/3), они покрываются прерывистыми белесыми скелетанами. Нижняя граница горизонта неровная, языковатая.

A_{2Bg} 18(23)–53 см. Общий фон грязно-бурый (10 YR 5/3) с черно-коричневыми (2,5 YR 2/2), охристыми (5 YR 5/8) и белесыми (7,5 YR 5/0) пятнами. Много конкреций твердых, сферических и неправильной формы. Цвет среза конкреций темно-ржавый (2,5 YR 2/2). Первичный пед – плитка. Его верхняя поверхность сплошь покрыта белесыми (10 YR 7/2) скелетанами (0,1 мм). Нижняя поверхность волнистая, с пятнистыми скелетанами. Цвет в срезе желтовато-бурый. Везикулярные поры (2–3 мм в диаметре). По порам и углублениям – стекловидное прозрачное покрытие (возможно, пленки закисного Fe). Множество округлых глинистых агрегатов, иногда в центре с охристым ядром. Вертикальные трещины с коричневыми (7,5 YR 5/4) заполнением; с глубиной окраска светлеет.

B₁ 53–86 см. Грязно-бурый (10 YR 4/3–5/3) сырой и желтовато-бурый

(10 YR 6/4), плитчатый. Плитки становятся толще, покрытие такое же — белесые (7,5 YR 6/2) скелетаны. По стенкам трещин бурые (7,5 YR 5/2) пленки глины, покрытые скелетанами. На нижней стороне педа выступают темно-бурые (5 YR 4/3) глинистые "останцы" гор. В₂. Многочисленные мелкие черные Mn-пятна. На границе гор. В₁ и В₂ сочится вода.

В₂ 86–120 см. Желтовато-бурый (7,5 YR 5/4). Структура призматическая. Первичные педы, складывающиеся в призмы, покрыты коричнево-бурыми (7,5 YR 4/2–4/4) глинистыми кутанами, на которых белесые с желтым оттенком (7,5 YR 8/2) скелетаны, почти сплошные на верхней поверхности и пятнами — на нижней. Черные Mn-пятна и поры с глинистой окантовкой по стенкам. Роренштейны трубчатые, концентрически слоистые (черные и охристые слои). По трещинам — обильные скелетаны на глинистых кутанах и корни. На глубине 112 см горизонтальная охристая кайма шириной ~ 2 см волнистой линией косо углубляется до 130 см.

Всг 120–170 см. Палево-бурый (10 YR 6/4–5/4), мозаичный: с охристыми и черными пятнами и полосами. Структура призматическая. Первичные педы с глинистыми пленками (10 YR 5/2) покрыты белесыми (10 YR 7/3–8/3) скелетанами, образующими горизонтальную тонкую слоистость. Поры заполнены темно- и красно-коричневой (7,5 YR 5/2 – 5 YR 3/3) глиной. Толстые глинистые и тонкие Fe-кутаны по трещинам. На изломе педа — сизые и охристые пятна и полосы, образующие горизонтальные слои. Частые скопления черных (Mn) пятен; роренштейны диаметром ~ 7 мм.

Сг 170–200 см. Мозаичный: светло-палевый (10 YR 7/4) с сизыми (5 Y 5/2), желтыми (10 YR 7/8–7,5 YR 6/8) и черными (5 YR 3/2) пятнами. Не агрегирован, компактный, тонкослоистый: белесые слои чередуются с темно-серыми и охристыми. Многочисленные мелкие поры с грязно-бурой или темно-коричневой окантовкой. Вблизи желтых участков цвет глины в порах становится красно-коричневым.

Микроморфологическое описание

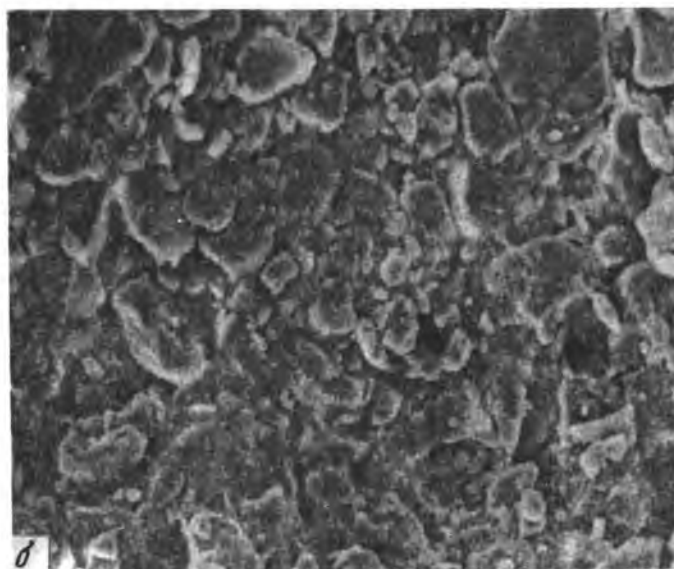
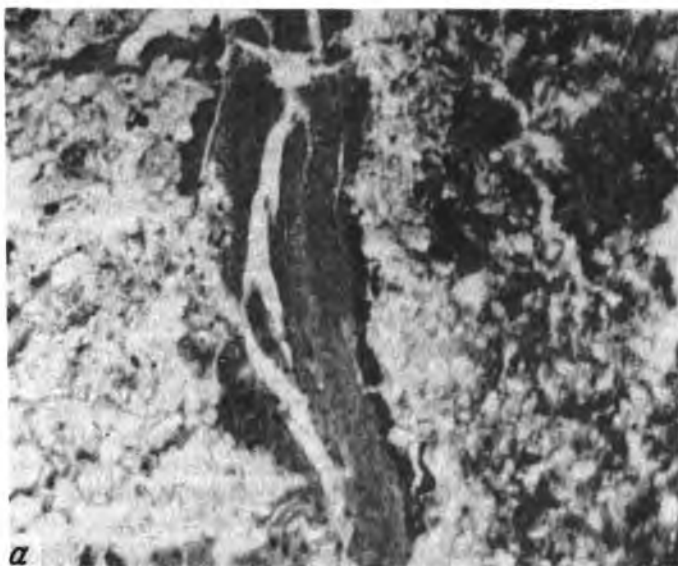
А₀". Темно-бурый, рыхлый. Много бурых и черных углистых растительных остатков, гифов грибов.

А₂г. Бурый, рыхлый, губчатый над цементированной прослойкой. Агрегаты рыхлые, много извилистых пор. Органо-железистая плазма распределена равномерно.

Цементированная прослойка (Вh) коричнево-бурая, компактная, по краям агрегатов — черная или черно-бурая кайма. Под прослойкой окраска буроватая, агрегаты округлые и овальные, вытянутые, пластинчатые. На минеральных зернах глинистые пленки. Редкие мелкие глинистые натеки, темновато-бурые, слоистые (чередование темных и светлых слоев). Коричневатые слабо углефицированные растительные остатки. Множество крупных ортштейнов с плотным ядром и ореолом, слабоокрашенные ооиды. В основе — сгустки Fe-хлопьев.

А₂Вг. Светло-бурый, локально обесцвеченные участки. Агрегированность слабая, ближе к фрагментарной, иногда агрегаты изометрической формы, округлые, овальные. На скелетных зернах — глинистые пленки. Единичные темно-бурые натеки в основе. Множество ортштейнов, ожелезнение краевых зон агрегатов, трещин.

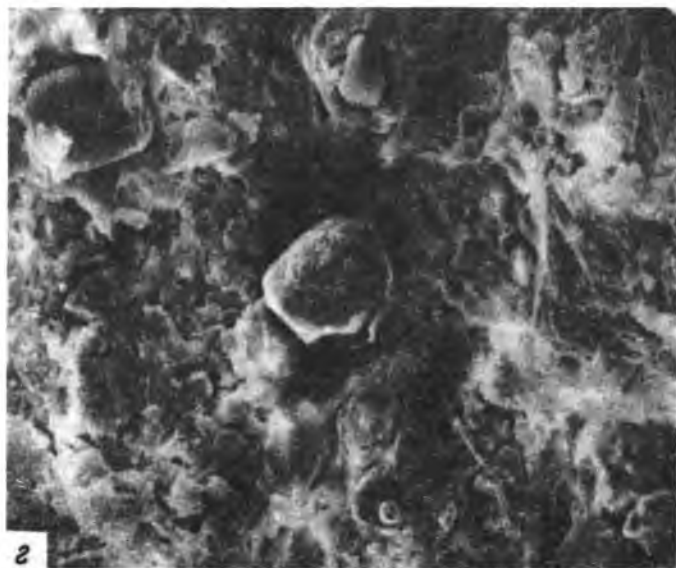
В₁. Светло-бурый, с обесцвеченными участками, компактен, слабо агрегирован: расплывчатые чечевицеобразные и округлые отдельности, иногда



Микростроение иллювиальных горизонтов почв

a – микростроение гор. ВС торфянисто-подзолисто-глееватой почвы. Видны Fe-кутаны иллювирования, перекрывающиеся глинистыми, ув. 6 X 9 при одном никеле;

фрагментарные; скелетные зерна с глинистыми пленками. Единичные округлые поры и пустоты, иногда с околопоровыми пленками. Светло-желтые, желто-бурые и темно-бурые, с черными точками скорлуповатые слоистые глинистые натски. В порах иногда черные или темно-коричневые непрозрачные растительные остатки. Трещины заполняют пылеватые



б, в – кутаны иллювирования в торфянисто-подзолисто-глеевой почве, X 300 (*б*), X 1000 (*в*); *z* – Fe-гумусовые кутаны в гор. А2В1 торфяно-подзолисто-глеевой почвы, X 300

частицы такого же цвета, как основа. Ортштейны мелкие, округлые, со следами разрушения по краям.

В₂. Бурый с темно-бурыми участками. Четко оформленные фрагментарные агрегаты, вытянутые в горизонтальном направлении (плитки). Довольно широкие участки вдоль трещин окрашены в темно-коричневый цвет

(железистая кайма). Ожелезнение заметно и внутри агрегатов. По мелким порам — множество светло-желтых и желто-бурых слоистых неоднородных натеков. Глинистые пленки по стенкам трещин, заполненных пылью; много ортштейнов. Скелет мелко- и среднепылеватый, зерна окатанные и полуокатанные. Плазма имеет чешуйчатое строение.

Всg (рисунок). Бурый со светло-бурыми и темно-бурыми участками; черные и желто-бурые слои. Поры с глинистыми и железистыми пленками. Трещины, заполненные пылью, с глинистыми пленками и железистой каймой. Натёки глинистые, неоднородные (с пылью).

В отраженном свете в верхней части профиля ясно заметны яркоокрашенные крупные ортштейны. С глубиной число ортштейнов и их размеры уменьшаются, становятся чаще заметными оранжевые участки вдоль трещин и равномерная оранжевая окраска всей массы.

В торфяно-подзолисто-глееватых почвах появляется прокрашенность элювиальной части буроватыми гумусовыми веществами, цементация Fe-органической природы в верхней части элювиальной толщи в виде тонкого слоя (гор. Vh). В иллювиальном слое глинистые кутаны располагаются выше по профилю, увеличивается количество конкреций и железистых трубок по сравнению с почвами дренированных позиций.

Отличительной чертой микростроения торфянисто-подзолисто-глеевой почвы является ожелезнение краевых зон агрегатов и трещин, значительное число ооидов, наличие горизонтально вытянутых коричнево-бурых (Fe-гумусовых) слоев, резко отграниченных от основы.

Р а з р е з 32 торфяно-подзолисто-глеевой почвы расположен в 60 м от разр. 27, на плоской части недренированной вершины увала. Лес угнетенный, напочвенный покров политрихово-сфагновый.

Торфяно-подзолисто-глеевые почвы, формируясь на плоских водоразделах, собирают поверхностные воды над уплотненной суглинистой толщей. Подстилка четко разделяется на несколько слоев по степени разложённости, мощность ее возрастает до 21–28 см. Усиливается оглеенность гор. A₂gh и A₂Bg; верхняя часть профиля сильно прокрашивается гумусовыми веществами. Для почвы характерно сильное оглеение всего профиля. Структурная организация профиля в целом сходна с предыдущими почвами, также характеризуется слоеватостью микросложения верхней части и укрупнением структурных элементов с глубиной.

Морфологическое строение профиля

A₀' 0–5 см. Светло-желтый (10 YR 6/6), слаборазложившийся, рыхлый торф.

A₀'' 5–12 см. Желтовато-бурый (10 YR 5/3; 7,5 YR 3/2) слоистый торф, многочисленны корни.

A₀''' 12–19 см. Желто-бурый (5 YR 2/2) торф, плотный, среднеразложившийся, слоистый. Пронизан корнями. Остатки коры березы и полуразложившейся древесины коричневого оттенка.

A₀'''' 19–21 (28) см. Коричнево-бурый (2,5 YR 2/2) разложившийся торф; растительные остатки, потерявшие первоначальную форму. Граница перехода неровная, местами мощность торфа до 28–31 см.

A₂gh 21 (28)–43 см. Темно-бурый (7,5 YR 4/2–3/2; 10 YR 3/2) с темно-коричневыми и грязно-серыми пятнами, потеками. В темно-коричневых участках много мягких черных конкреций. Пронизан корнями. Разламы-

ваются на тонкоплитчатые или пластинчатые агрегаты, пропитанные темно-коричневым веществом. Редкие поры с желто-бурыми пленками.

A₂B_g 43–62 см. Грязно-бурый (10 YR 3/2) с черными (10 YR 2/1), темно-коричневыми (5 YR 3/2) и темно-ржавыми (2,5 YR 3/4–3/6) пятнами. Агрегаты – толстые плитки с темно-коричневыми неблестящими кутанами, пропитан бурым веществом. На нижней поверхности выступают конкреции: крупные (~ 6 мм) твердые темно-ржавые и мелкие мягкие черные. Корни, покрытые красновато-бурым (5 YR 3/3) чехлом. Осветленные сизоватые участки заполнены блестящим песком и пылью. Сизые зоны вокруг пор.

BCп 62–67 см. Коричнево-ржавый, с обилием конкреций, рыхлый, легко разламывается. Местами опускается до 81 см, образуя язык. Размер конкреций достигает 1,5 см, но преобладают конкреции размером 5 мм, твердые, черно-ржавые в изломе, с охристым ореолом. Много остатков корней.

G 67–90(108) см. Сизо-серый (5 Y 5/1–5/2 или 6/1) с охристыми пятнами (7,5 YR 5/4–5/6) и черными точками конкреций. В верхней части однородно-сизый, компактный, массивный, с глубиной становится мозаичным. Агрегаты двух типов: плитчатые, покрытые скелетанами (последние заполняют и поры), и округлые с охристым твердым центром. Ржавые и черные рыхлые ортштейны. Поры с охристым ореолом и розовой окраской стенок. Мощность горизонта неоднородна, она возрастает в микропонижениях.

B_{1g} 90(108)–120 см. Палево-бурый (10 YR 5/3 и 7,5 YR 5/4) с ярко-охристыми (в центре темно-коричневого оттенка) участками (5 YR 5/8–3/3; 7,5 YR 4/4–5/6) и сизыми (5 Y 6/3) пятнами. Структура плитчато-ореховатая. Белесые скелетаны заполняют поры, покрывают поверхности педов. Редко тонкие глинистые кутаны на стенках трещин. Много конкреций. В нижней части горизонта увеличивается толщина глинистых кутан (до 1 мм).

B_{2g} 120–150 см. Палевый (7,5 YR 5/4) с ржавыми пятнами и сизыми полосами по порам; скопления черных точечных новообразований. Структура плитчатая; агрегаты со всех сторон покрыты коричнево-бурыми (7,5 YR 5/2–5/4 или 5 YR 5/1–4/1) глинистыми кутанами (1 мм), а сверху – скелетанами. Роренштейны диаметром до 12 мм. Местами красные кутаны.

BCg 150–170 см. Палевый (7,5 YR 5/4) с сизо-бурыми (10 YR 6/2), охристо-коричневыми (7,5 YR 4/4) пятнами и сизыми (5 Y 7/1) полосами вдоль трещин. Плитчатый; по стенкам плиток – красноватые или грязно-бурые (7,5 YR 5/2–6/2) глинистые кутаны, на которых местами скелетаны. Скелетан больше по порам и трещинам.

Cg 170–210 см. Бурый (7,5 YR 5/4–4/4) с сизыми (5 Y 7/1) и черными (5 YR 2/2) пятнами. Строение сходно с вышележащим горизонтом.

Микроморфологическое описание

A₂gh. Темно-бурый, плазменно-пылеватый, не агрегирован, компактный. Редкие поры неправильной формы с растительными остатками в них. Скелет – такой же, на некоторых зернах глинистые пленки. Плазма бурая,

* BCп – конкреционный горизонт (Руководство ФАО по описанию почв – Guidelines for soil description..., 1967).

глинисто-гумусовая. Многочисленные растительные остатки разной степени разложения, в отраженном свете темно-бурые. Мелкие темно-ржавые Fe-нодули.

A₂Bg. Бурый, плазменно-пылеватый, слабо агрегирован. Скелет — тот же, с глинистыми пленками на поверхности зерен. Плазма железисто-глинистая, местами железистая. Ориентировка поровая и сетчатая, мозаичная, струйчатая. Роренштейны, растительные остатки темно-бурые и черные, рыхлые Fe-нодули. Много глинисто-железистых натек, слоистых, флюидальных, с включением пыли. С глубиной появляются признаки агрегированности: тонкопластинчатые агрегаты с субпараллельными порами.

Всп. Буровато-коричневый со светло-бурыми участками. Фрагментарный, с прямыми перпендикулярными порами-каналами, плазменно-пылеватый. Множество ожелезненных растительных остатков. Много ржавых, крупных и мелких нодул с нерезкими краями, роренштейнов, скоплений Fe-пятен. Натки гумусо-железистые.

G. Буроватый с ржавыми пятнами размытых по краям Fe-нодулей, бесструктурный, с редкими каналовидными и неправильными порами. Плазменно-пылеватый. Скелет — тот же. Плазма глинистая, сетчатой, струйчатой ориентировки. Натки несовершенной ориентировки, грязно-бурого цвета, иногда слоистые (темно-коричневые и бурые слои), скорлуповатые вдоль пор. Красные и оранжево-красные Fe-натки внутри и по краям нодул.

V₁g. Бурый, горизонтальнослоистый (светлые и бурые слои), с субпараллельными порами. Плазменно-пылеватый. Трещины заполнены пылеватым материалом с глинистыми пленками вдоль стенок, а в нижней части — чередование слоев глинистых и пылеватых, слоистое скорлуповатое заполнение. Плазма струйчатая, сетчатая. Натки светло-желтые, коричневые и грязно-бурые, неоднородные, заметны в основе и в порах. Ржаво-коричневые нодули со следами разрушения.

BCg. Бурый, компактный, с овальными порами. Растворившиеся нодули, желтые натки глины. По трещине — флюидальные красно-желтые глинистые и Fe-глинистые натки.

Cg. Бурый, слоистый, с субпараллельными порами-каналами; слои более широкие. Плазма поровой ориентировки, глинистая. Редкие красновато-желтые натки вдоль пор, многослойные, с пылью, в середине поры — заполнение пылеватое. Нодули размытые.

Микроморфологические исследования позволяют отметить, что признаки суспензионной миграции пылегато-глинистого вещества хорошо заметны. Увеличивается количество конкреций и ожелезненность плазмы, обособляется конкреционный слой, возрастает число слабаразложившихся растительных остатков (грубый гумус), ожелезненных, углефицированных. Общее ожелезнение профиля, очевидно, усиливается и за счет привноса боковым внутрипочвенным стоком.

Р а з р е з 33 торфяно-глеевой почвы заложен в 70 м от разр. 32, в центральной части замкнутой микродепрессии, расположенной на плоской вершине увала под угнетенным сфагновым ельником.

Морфологическое строение профиля

A₀¹ 0–2 см. Буро-коричневый (5 YR 3/3); остатки слабаразложившихся политриховых мхов, корни осоки.

A_0 2–12 см. Светло-желтый (10 YR 5/6–6/6) слабо разложившийся сфагновый торф, рыхлый, сырой.

A_0 12–24 см. Желто-бурый (10 YR 3/4) среднеразложившийся сфагновый торф.

A_0 24–38 см. Темно-коричневый (7,5 YR 3/2) торф, плотный, мажущийся, с обуглившимися древесными остатками (кора березы, древесины).

A_0 38–42 (45) см. Черная, хорошо минерализованная прослойка (2,5 YR 2/2 YR 2/2), мелкокомковатая, слоеватого сложения, пронизана корнями.

A_2gh 42 (45)–61 см. Сизый (буроватый) (10 YR 4/2) с ржавыми (5 YR 4/2) пятнами. Нижняя часть грязно-бурого цвета (10 YR 4/3). Слоеватый, разламывается на пластинчатые отдельности, в изломе сизого цвета, с черными затеками (в межслойное пространство). По стенкам пор и ходам корней, на поверхности педов – красновато-коричневые кутаны. Твердые и мягкие черно-ржавые конкреции.

Всп 61–68 (83) см. Цементированная прослойка, языками опускается до 83 см. Цвет охристо-ржавый (5 YR 3/4) с черно-ржавыми (2,5 YR 2/2) и охристыми (5 YR 4/8) пятнами. Много сцементированных конкреций, черно-ржавых в изломе, с более черной периферийной зоной. Сложение плитчатое, толщина плиток 3–4 мм, пронизан вертикальными трубчатыми порами с сизым окаймлением. По граням плиток – тонкие розовато-коричневые кутаны. Множество пор (~ 1 мм) с розовой и ярко-охристой пленкой.

G 68 (83)–102 см. Мозаичный, на серо-сизом (5 Y 5/2) фоне бурые (10 YR 4/2) и черные (10 R 2/1, 10 YR 4/2–3/2) пятна и разводы. В нижней части горизонта окраска однородно-сизая; черные точечные конкреции. Структура плитчато-ореховатая. На поверхности плиток – тонкие глинистые кутаны, перекрывающиеся скелетанами. Крупные трубчатые поры, на стенках которых розоватые, коричневые, охристые, сизые кутаны. Черные рыхлые роренштейны.

B_{1g} 102–130 см. Грязно-бурый (10 YR 3/4–5/3) с серо-сизыми (5 Y 5/2), ярко-ржавыми (5 YR 4/8) и черными (5 YR 3/2–2/2) пятнами. Плитчатые и округлые агрегаты покрыты белесыми скелетанами толщиной 0,1 мм. На стенках трещин – глинистые кутаны, перекрывающиеся скелетанами. Вертикальные трубчатые поры (0,1 мм) окантованы глинистой пленкой, заполнены скелетанами, роренштейны.

B_{2g} 130–170 см. Бурый (7,5 YR 5/4) с сизыми, ржавыми, черными пятнами. Ореховатые и призматические агрегаты покрыты тонкими глинистыми кутанами, перекрыты на горизонтальных поверхностях скелетанами. Тонкие поры с сизым окаймлением, черные Mn-пятна и темно-ржавые конкреции, роренштейны. Слабо заметна тонкая (0,5 см) горизонтальная слоистость.

BC_g 170–190 см. Охристо-бурый, мозаичный, компактный. Призматические педы, сложенные толстыми плитками, с глинистыми кутанами на поверхностях. Скелетаны в небольшом количестве. Много трубчатых пор. Черно-ржавые Fe-Mn-пятна и роренштейны.

C_g 190–210 см. Бурый с темно-ржавыми и сизыми пятнами, компакт-

ный. На поверхностях трещин, по порам и ходам корней — глинистые кутаны (5 YR 5/2, 10 YR 4/2–5/2).

Микроморфологическое описание

A_0' . Рыхлый, желтые, бурые и темно-бурые растительные остатки.

A_0'' . Уплотнен, коричневато-бурый, с округлыми черными выбросами насекомых (клещей?).

A_0''' . Коричневато-бурые и черные обуглившиеся растительные остатки.

A_0'''' . Большое количество растительных остатков — буро-коричневых, уплотненных и обуглившихся черных.

A_2gh . Коричневато-бурый с мелкими округлыми буроокрашенными агрегатами. Черные и коричневые разлагающиеся растительные остатки. Вся масса ожелезнена, пропитана органическим веществом. Глинистые пленки вокруг зерен скелета. Плазменно-пылеватый; ориентировка плазмы слабая.

Всп. Бурый с ржавыми пятнами рыхлых нодулей, с пластинчатыми и округлыми агрегатами. Плазма изотропна, пленки вокруг скелетных зерен. В отраженном свете вся масса охристая.

G. Буроватый, компактный, с коричневыми пятнами нодулей. В нижней части — фрагментарный. Плазма мозаичная, струйчатая, сетчатая. Редкие каналовидные неправильные и округлые поры.

V_1g . Бурый с осветленными участками и темно-ржавыми пятнами. Фрагменты разделяются на плитки. В отраженном свете — масса ярко-охристых пятен. Ориентация плазмы поровая, мозаичная. Грязно-бурые и желтые натеки, много нодулей и роренштейнов. Вдоль каналов-пор происходят осветление и ориентация пыли.

Торфяно-глеевая почва с мощностью торфа 45 см является крайним представителем ряда. Структурная организация почвы в основном имеет черты сходства с предыдущими представителями катены. Слоеватое сложение элювиальной части, ореховато-призматическая структура нижних горизонтов, аккумуляция скелетан и глинистых кутан на тех же глубинах свидетельствуют о том, что почва в своем развитии прошла через стадию, сходную со стадией, которую прошла автоморфная почва. Черты наложившегося позднее заболачивания, как и в профиле разр. 32, вуалируют прежний профиль. Потечный гумус, большое количество конкреций и железистых трубочек, ожелезнение плазмы — признаки нарастающего гидроморфизма.

В катене сверху вниз изменяется окраска гор. A_2g , происходит усиление морфохроматических признаков оглеения; усиливается сегрегация, возрастает величина соотношения Fe : Mn (таблица).

В разр. 27 торфянисто-подзолистой-глееватой почвы выделяются твердые прозрачные бесцветные пленки в порах (очевидно, Fe) и цементированная прослойка в элювиальной части. Формирование цементированной прослойки произошло вследствие осаждения органо-минеральных соединений в зоне контрастного окислительно-восстановительного режима и последующего иллювиирования подвижных форм полоторных окислов и гумуса. По диагностическим признакам отвечает критериям иллювиально-гумусового горизонта (Bh : гумус — 8,18%; Fe по Тамму — 1,51%, в гор. A_2g соответственно 1,20 и 0,12%). Гор. A_2g ниже этой прослойки

Конкреции в почвах катены (гор. А₂g)

Почва	Глубина, см	Вес конкреций, %	Fe
			Mn
Глееподзолистая, пятна:			
сизые	5–20	0,18	12
бурые	5–20	0,57	9
Торфянисто-подзолисто-глееватая (разр. 27)	13–18	1,9	23
Торфяно-подзолисто-глеевая (разр. 32)	21–43	3,8	71
Торфяно-глеевая (разр. 33)	42–61	4,2	77

сохраняет сходство с гор. А₂g глееподзолистой почвы, выше — претерпевает трансформацию в связи с усилением органо-аккумулятивных процессов. Подобные образования иногда встречаются в почвах на литологически двучленных породах.

В торфяно-глеевой почве (разр. 33) гор. А₂gh по цвету, пропитанности органическим веществом, Fe можно обозначить индексом Gh, однако в нем сохраняется структурная организация, характерная для А₂g.

В нижней части профиля также четко выделяются горизонты, аналогичные вышерасположенным представителям катены. Несмотря на это, по мощности торфа, кислотности, насыщенности влагой почва может быть отнесена к торфяно-глеевым.

На нижнем участке катены (разр. 32, 33) формируются конкреционный слой и глеевый горизонт под ним; с усилением гидроморфизма происходит поднятие этих горизонтов и увеличение их мощности. С ухудшением дренажа после формирования конкреционного слоя в почвах ослабляется вертикальный суспензионный перенос тонких фракций. Следовательно, глинистые натеки в них, по-видимому, унаследованы от прежних стадий развития.

Особенностью морфологии изученных профилей является хорошая агрегированность почвенной массы. Наряду со слоеватыми (пластинчатыми в элювиальной части и плитчатыми — в иллювиальной) встречаются округлые агрегаты, часто с твердым охристым центром. Подобные образования описаны в тундровых почвах (Кошелева, 1958; Морозова, 1966; Слобода, 1980). В почвах нижней частей катены они встречаются на глубине 50–90 см от поверхности минеральной толщи, а в торфянисто-подзолисто-глееватой — в А₂В (до 53 см). Обнаружение этих агрегатов может указывать на связь их образования с криогенезом (в настоящее время или в прошлом) в перигляциальной обстановке. Известно, что глубина современного промерзания подзолистых почв средней тайги достигает 80 см, а нулевая температура проникает до 1 м. Образование округлых белесых мягких агрегатов (0,3–0,5 см в поперечнике) выше цементированной прослойки в А₂g разр. 27, очевидно, следует связывать с современным промерзанием. Слоистость нижней части почвенных профилей (полосчатая текстура) не может быть объяснена современными процессами педогенеза. Это или подстилающие осадочные отложения или, как

предполагает Т.Д. Морозова (1981), унаследованный признак, связанный с реликтовым криогенным микрорельефом.

С усилением гидроморфизма в почвах изменяется окраска, происходит некоторое уплотнение сложения, более слабое проявление оптической ориентации тонкодисперсного вещества элювиальной части профилей, возможно, за счет обогащения органическим веществом; отдельная миграция Fe и глины с выделением чисто железистых натек (см. рисунок). Концентрация железистой плазмы у краев агрегатов связана или с процессами промерзания—оттаивания (Pawluk, Dudas, 1978; Гугалинская, 1980), или окисления — восстановления (Richardson, Hole, 1979). Цементирующий материал прослойки — полуторные окислы, поступающие из подстилки и выпадающие на контакте окислительной и восстановительной зон. Изучению подобных образований в легких почвах посвящено много работ (Mc Keague et al., 1980; Evans et al., 1978; и др.). В конкrecионных горизонтах доминируют крупные нодулы, сцементированные тонкодисперсным материалом.

Исследование поверхностей глинистых кутан торфянисто-подзолисто-глеевой и торфяно-подзолисто-глеевой почв под сканирующим электронным микроскопом показало, что глинистый чехол тонкий, и при усилении оглеения увеличиваются участки разрушенные, корродированные. Ожелезненные участки покрыты пленками аморфного железа с трещинами усыхания, а оглеенные — освобождены от пленок (см. рисунок). Дезинтеграция, разрушение кутан свидетельствуют об их значительном возрасте.

В нижней части торфа разр. 32, 33 обнаружен пограничный горизонт (сильно разложившийся торф с остатками древесины), образование которого Н.И. Пьявченко (см. Козловская и др., 1978) связывает с суббореальным периодом голоцена (sB—II). Этот слой является пограничным между низинной и верховой стадиями болотообразования. Торфонакопление, очевидно, налагалось уже на текстурно-дифференцированный профиль, образование которого можно отнести к более ранним этапам. Так, реликты темноцветного горизонта в этих почвах датируются раннеатлантическим периодом голоцена (определение возраста выполнено О.А. Чичаговой). В последующие этапы (sB, sA) формировались вложенные субпрофили в пределах отмеченной элювиальной части почв: иллювиально-железистого подзола (с гор. Vf) в автоморфной глеподзолистой почве, иллювиально-гумусового (с гор. Vh) в торфянисто-подзолисто-глеевой. В крайних представителях катены происходило нарастание олиготрофного торфа, формирование конкrecионного слоя (аналогично ортзанду в подзолах) и усиление оглеения.

В строении торфяно-подзолисто-глеевой почвы отчетливо проявляются зоны различных процессов: аккумуляции и превращения органического материала, тонкодисперсная часть которого выносится (A_0), слабого, по-видимому, разрушения минералов (кислотный гидролиз, ферролиз), так как на поверхности зерен сохраняются бурые глинистые пленки, и выноса ила и органо-минеральных соединений, оглеения (A_2g), выпадения Fe с органическим веществом на границе восстановленной и окисленной толщ и накопления продуктов современного почвообразования (прослойка Vh), и древняя иллювиальная толща со старыми "ожелезненными" бурого цвета сложными натекками глины.

При усилении поверхностного оглеения болотно-подзолистых почв признаки элементарных процессов почвообразования, приобретенных почвами ранее, смазываются, маскируются образующимися в торфянистом горизонте подвижными гумусовыми соединениями. Образуется темно-коричневый гумусо-иллювиальный горизонт, по структурной организации соответствующий несколько трансформированному элювиальному слою глееподзолистой почвы. Происходит дальнейшее развитие торфонакопления, смена подзолистого Al-Fe-гумусового глеевого почвообразования на органогенно-глеевое.

Изучение болотно-подзолистых почв показывает, что они первоначально не были заболочены, но их современный облик свидетельствует о развитии заболачивания территории. В целом все почвы катены имеют полигенетический профиль, отражающий черты предшествующих фаз почвообразования. Эти черты оказываются тесно переплетенными с современными свойствами почв северотаежных лесов.

ЛИТЕРАТУРА

Вишневская И.В., Таргульян В.О. Микроморфологические признаки дифференциации вещества в профиле глееподзолистой почвы Коми АССР. — В кн.: Второе региональное совещание почвоведов северо- и среднетаежной подзон Европейской части СССР (18–21 июля 1972 года): Тез. докл. Сыктывкар, 1972.

Гугалинская Л.А. Почвообразование в последнее межледниковье и тенденции развития современных почв в центре Русской равнины. — В кн.: Генезис, плодородие и мелиорация почв. Пушкино, 1980.

Забоева И.В. Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. Сыктывкар, 1975.

Ильина Л.П. Почвы южной части прибрежной зоны Печорского водохранилища (Сойвинский профиль). — В кн.: Влияние водохранилищ лесной зоны на прилегающие территории. М.: Наука, 1970.

Козловская Л.С., Медведева В.М., Пьявченко Н.И. Динамика органического вещества в процессе торфообразования. Л.: Наука, 1978.

Кошелева И.Т. Микроморфология тундровых почво-грунтов как возможный индикатор их генезиса. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 3.

Морозова Т.Д. Мерзлотные палевые почвы Центральной Якутии. — В кн.: Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. М.: Наука, 1966.

Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981.

Продуктивность и круговорот элементов в фитоценозах севера. Л.: Наука, 1975.

Русанова Г.В. Микроморфология глееподзолистых почв северотаежных лесов Европейского северо-востока. — Почвоведение, 1981, № 5.

Слобода А.В. Профильная и внутригоризонтальная дифференциация веществ в поверхностно-глеевой суглинистой почве кустарничковой тундры. — Почвоведение, 1980, № 1.

Evans L.J. et al. Massive iron formations in some Gleysolic soils in southwestern Ontario. — Canad. J. Soil Sci., 1978, vol. 58, N 3.

Guidelines for soil profile description. Soil survey and fertility branch. Land and water development division. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Multi-lingua, Rota, 1976.

McKeague et al. Micromorphology and energy dispersive analysis of ortstein horizons of oodzolic soils from New Brunswick and Nova Scotia. — Canad. J. Soil Sci., 1980, vol. 60, N 1.

Pawluk S., Dudas M. Reorganization of soil materials in the genesis of an acid Luvisolic soil of the Peace River region, Alberta. — Canad. J. Soil Sci., 1978, vol. 58, N 2.

Richardson J.L., Hole F.D. Mottling and iron distribution in a Glossoboralf — Haplaquoll hydrosequence on a glacial moraine in North — Western Wisconsin. — Soil Sci. Soc. Amer. J., 1979, vol. 43, N 3.

**МИКРОСТРОЕНИЕ НЕГЛЕЕВЫХ
ТЕКСТУРНО-ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ПОЧВ
(ТИПИК ГАПЛУДАЛЬФЫ,
ИЛИ СЕРО-БУРЫЕ ПОДЗОЛИСТЫЕ ПОЧВЫ, США)**

А.Н. Геннадиев, М.И. Герасимова

Формирование контрастного текстурно-дифференцированного профиля лесных почв гумидного умеренно теплого климата многими исследователями связывается с их периодическим поверхностным переувлажнением. В известной дискуссии о лессиваже, псевдооподзоливании и подзолообразовании, развернувшейся на страницах журнала "Почвоведение" в 1970–1971 гг., было высказано немало аргументов в пользу этой гипотезы. Для почв Западной Европы усиление процессов иллювирирования в ряду "бурые лесные – лессивированные – псевдоглеи" микроморфологически показано М. Жаманем и Н. Федоровым (Jamagne, 1969; 1972; Fedoroff, 1970). Ими и другими французскими микроморфологами (Bégon, 1972; Hetier et al., 1972) доказывалась зависимость между развитием кутан иллювирирования и подвижностью железа.

Вместе с тем существуют лесные почвы с контрастным профилем типа A_1-A_2-B-BC , не имеющие признаков поверхностного оглеения. К их числу относятся серо-бурые подзолистые почвы США. В американской литературе содержатся сведения о главных особенностях их микростроения (Frei, Cline, 1949; Laves, 1969). Мы продолжили эти исследования под определенным углом зрения на образцах, собранных одним из авторов настоящей статьи. Основное внимание было уделено: а) анализу признаков неглеевой дифференциации профиля; б) сравнению микростроения иллювириальных горизонтов серо-бурых подзолистых почв с близкими к ним почвами других регионов (по литературным данным и собственным наблюдениям).

Рассмотрим кратко основные представления об объектах нашего исследования. Серо-бурые подзолистые почвы формируются в условиях мягкого влажного климата на хорошо дренированных поверхностях, перекрытых, как правило, суглинистыми наносами (морены, лёссовидные суглинки). Наиболее характерная естественная растительность – широколиственные леса. Эти почвы по генетическим особенностям и субстантивным характеристикам близки к лессивированным и некоторым оподзоленным бурым лесным почвам Европейского континента (Розов и др., 1961; Laves, 1969). В США они широко распространены в северо-восточной приатлантической области и в северных штатах Среднего Запада. В современной американской почвенной классификации серо-бурые подзолистые почвы с наиболее выраженной текстурной дифференциацией профиля относятся к порядку альфисолей, подпорядку удалфов (Боул и др., 1977).

В соответствии с целью настоящей работы для исследования были выбраны такие разности почв, условия формирования которых в максимальной степени противодействовали бы развитию в профиле явлений анаэро-

биоэра, исключали бы не только современные, но и реликтовые признаки, связанные с оглеением.

Одним из районов, где распространены серо-бурые подзолистые почвы, удовлетворяющие названным требованиям, является юго-западная возвышенная часть штата Висконсин, так называемый Driftless region — территория, не испытывавшая четвертичных оледенений. Этот район оказался своеобразным островом на фоне обширных пространств, перекрытых ледниками (Soil Survey of La Crosse county, 1960; Hole, 1976). Еще одной характерной чертой данного региона является большая густота местности речной сети, непосредственно примыкающей к р. Миссисипи. На территории очень хорошо развит эрозионный рельеф, относительные превышения достигают 150 м. Сложенные песчаниками и доломитами хребты и гряды (высота над уровнем моря до 500 м) имеют крутые, местами обрывистые склоны, водораздельные поверхности выпуклые и узкие. Почвообразующими породами здесь являются главным образом золотые суглинки, или лёссы, сформировавшиеся за счет приноса на возвышенность продуктов перевевания флювиогляциальных отложений (висконсинское оледенение) в долине р. Миссисипи. Возраст лессов оценивается в 5—22 тыс. лет; максимальная мощность лессов — 9 м, минимальная — 1 м. Карбонаты выщелочены до глубины около 1,5 м.

Таким образом, автономные почвы описываемой территории характеризуются высокой степенью дренированности, устраняющей возможность протекания глеевых процессов в современных условиях. А золотое происхождение почвообразующих пород, изолированность этой области от арен бывшей ледниковой деятельности исключают наличие в почвах реликтов палеогидроморфизма.

Следует добавить, что первичная растительность территории — дубово-гикориевые леса и прерии по долинам — почти не сохранилась. Большие площади заняты искусственными лесными посадками и сельскохозяйственными угодьями.

Исследованные разрезы находились в округе Ла-Кросс. Почвы принадлежали сериям файетт (разр. 1) и гэйл (разр. 2) — подгруппа типик гап-пудальф.

Р а з р е з 1 был заложен на плоской вершине холма под осиново-дубовым лесом с подлеском из гикори и вишни. Почва сформирована в голще лесса, подстилаемого с глубины около 1,25 м корой выветривания доломитов (гор. ПС — красновато-бурый, ореховатый, суглинистый).

Р а з р е з 2 находился в верхней части выпуклого склона. Уклон поверхности около 10°. Почва развивалась под дубовым лесом с примесью березы и гикори, в лессовых отложениях мощностью около 1 м, перекрывающих кору выветривания глауконитовых песчаников (гор. ПС — зеленовато-желтый, неясно ореховатый, супесчаный-легкосуглинистый).

Характерные черты морфологического строения обеих почв следующие. Гор. А₁ мощностью около 10 см имеет темно-серую окраску, зернисто-комковатую структуру, суглинистый механический состав. Горизонт пронизан тонкими корешками диаметром от 1 до 5 см; хорошо выражены зоогенные агрегаты. Гор. А₂ мощностью 10—15 см — белесовато-палевый (в разр. 1 более белесый), комковато-пылеватый, от легкосуглинистого до суглинистого, с включениями единичных тонких корней. Гор. В имеет

Т а б л и ц а

Некоторые химические и физические свойства почв

Горизонт	Глубина, см	Гумус, %	pH _{N₂O}	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы	Ненасыщенность, %	Ил (< 0,002 мм), %	Объемный вес, г/см ³
Разр. 1 (серия файтег)							
A ₁	0–10	2,8	6,5	16,3	26	13,2	–
A ₂	10–20	2,0	5,9	12,1	37	13,9	1,3
A ₂ B	20–40	1,1	5,3	13,7	32	21,6	–
B ₁	40–50	0,6	4,9	18,6	37	25,5	–
B ₂	50–100	0,5	4,7	22,3	37	31,0	1,6
B ₃	100–125	0,2	4,7	21,2	35	30,3	–
ПС	125–135	0,1	4,9	19,9	32	32,6	1,6
Разр. 2 (серия гэйл)							
A ₁	0–8	9,1	6,6	30,5	24	11,1	1,2
A ₂	8–22	1,5	6,2	10,2	47	6,9	1,4
B ₂	30–64	0,4	5,4	10,6	48	20,1	1,6
BC	75–100	–	5,4	8,4	50	19,6	–
ПС	100–150	0,1	–	–	–	9,6	1,7

мощность 60–80 см, желтовато-бурую окраску, ореховатую структуру, по механическому составу несколько тяжелей, чем вышележащая толща. В разр. 1 выделяются гор. B₁, B₂, B₃. Средний из них отличается наибольшей буроватостью, присутствием тонких сероватых пленок на гранях структурных отдельностей (в разр. 2 таких не наблюдалось). Кроме того, в разр. 1 выделяется гор. A₂B, увеличивающий мощность элювиальной части профиля.

Таким образом, обе почвы характеризуются контрастным по цвету строением. Данные таблицы указывают и на контрастность гранулометрического состава горизонтов. Почва разр. 2 благодаря своему местоположению особенно хорошо дренирована, тогда как в почве разр. 1 можно ожидать проявления более влажного педоклимата.

По формальным аналитическим критериям в обеих почвах горизонт в "аржиллик" выражен отчетливо, поэтому вызывает удивление такое слабое развитие натечных глинистых пленок — кутан иллювинования. Причины этого мы попытались установить с помощью микроморфологии (рис. 1, 2).

Поскольку в микростроении обоих разрезов серо-бурых подзолистых почв оказалось больше черт сходства, чем различия, то мы ограничимся общим обсуждением результатов, представив часть сведений в виде микрофотографий.

Тип гумуса обеих почв может быть условно назван "несмешивающимся модер-муллем". Органическое вещество представлено почти исключительно темными мелкими растительными остатками — сильно- и средне-разложившимися. Встречаются скопления и более крупных обрывков растительных тканей, но с ясно выраженным волокнистым строением,

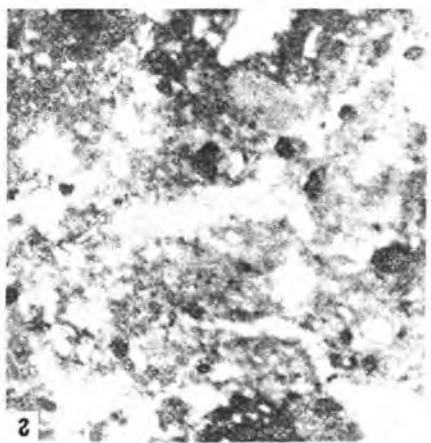
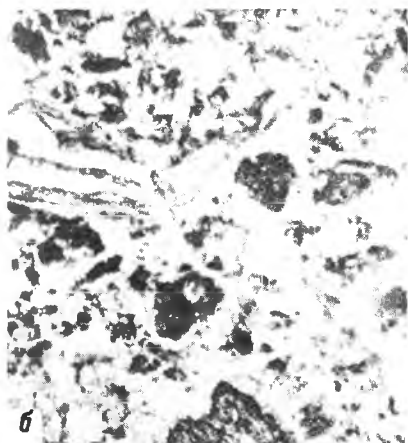
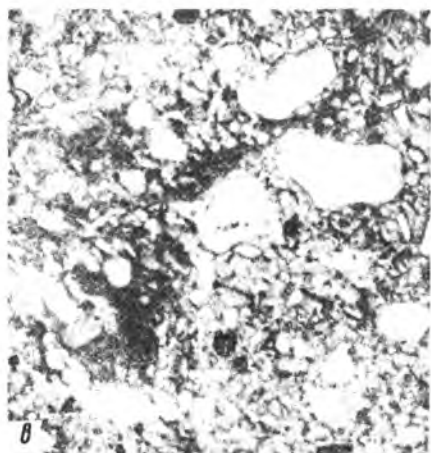
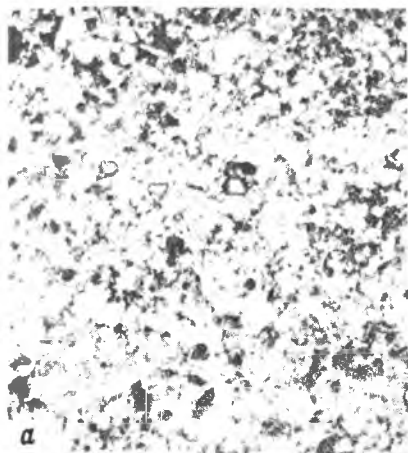


Рис. 1. Элементы микростроения почв

а – общая картина микростроения гумусового горизонта, разр. 1, ник. I. Сравнительно компактная однородная почвенная масса состоит из пылеватых скелетных зерен и темных частиц органического материала: мелких разложившихся растительных остатков и сгустков органической плазмы; *б* – фрагмент более грубогумусной части гор. А1 с полуразложившимися растительными остатками, разр. 2, ник. I; *в* – натеки глинистые однородные с неясной структурой в песчано-пылевой массе с низким содержанием плазмы (гор. В2), ник. II; *г* – микростроение подстилающего наноса, в отличие от остальных горизонтов резко преобладает глинистый материал, окраска крайне неоднородная из-за обилия железистых пятен

с сохранением внешних, реже внутренних стенок клеток (рис. 1, *а, б*). Подобные растительные остатки и органические копролиты образуют довольно компактную массу с мелкопылевыми минеральными скелетными зернами. Органическая плазма присутствует в виде отдельных сгустков в ничтожных количествах. Интересно отметить, что при видимом отсутствии связей между органическими и минеральными компонентами почвы (особенность грубого типа гумуса) в рассматриваемых

почвах нет признаков грибного разложения. Создается впечатление о высокой активности измельчающей почвенной мезофауны. В гор. A_2 органические остатки единичны, гумус здесь не фиксируется морфологически, хотя его содержание в этих горизонтах может достигать 2%. По-видимому, гумусовые соединения представлены в этом случае светлыми дисперсными формами.

По почвенному профилю обнаруживаются следующие изменения элементарного микростроения, т.е. соотношения зерен скелета разных размеров и форм с плазмой (рис. 3). Верхние горизонты бедны плазмой и состоят преимущественно из угловатых обломков кварца и полевых шпатов, имеющих размер средней и мелкой пыли. Встречаются окатанные и полуокатанные зерна диаметром 0,2–0,03 мм, особенно в разр. 2, где к кварцу и полевым шпатам добавляются зерна глауконита. Самое узкое отношение скелет–плазма приходится на горизонт B_1 . В разр. 2 различия по этому признаку между горизонтами A_1 – A_2 и B_1 более существенны, чем в разр. 1. В горизонтах B_2 – BC доля крупных зерен вновь возрастает. Переход от лёссового материала к выветривающемуся глауконитовому песчанику заметен не только по обеднению плазмой, но и по изменению минералогического состава скелета. В разр. 1 изменения элементарного микростроения более постепенны. Резкий переход наблюдается только к подстилающей породе (см. рис. 1, в, г). В составе скелета обеих почв присутствуют эпидот, цоизит, гранат, роговые обманки, много слюд, нередко пелитизированные зерна. Преобладание пылеватых фракций и окатанность более крупных частиц свидетельствуют об эоловом происхождении материала породы.

Все эти особенности минералогического состава скелета, а также сведения по геоморфологии и палеогеографии района позволяют считать, что глинистая масса почвы образовалась в результате выветривания *in situ*, а не была унаследована от предыдущих циклов почвообразования или осадконакопления. Об этом же говорит и само строение глинистой плазмы, в котором прослеживаются остаточные черты строения слюд ("иглолочки") и других легковыветривающихся минералов ("сгустки" в результате выветривания глауконита, хлорита). По мере образования часть плазмы, по-видимому, перемещается вниз, а в верхние горизонты постоянно поступает свежий эоловый материал; поэтому изменения в содержании плазмы по профилю постепенны.

Еще одной общей особенностью практически всех горизонтов обеих почв является слабая агрегированность почвенной массы и ее компактность. В простых агрегатах размерами 1–2 см почти не различимы более низкие структурные уровни. Поры – внутриагрегатные, биогенные, связанные с корневыми ходами и деятельностью мезофауны.

Относительно слабое развитие натечных образований, отмеченное макроморфологически, подтверждается и в шлифах (см. рис. 1, в). Натёки темно-бурые, глинистые и железисто-глинистые, с невысоким двупреломлением, однородны, не содержат крупных частиц и имеют слабо выраженную флюидальную текстуру. Немного и обломков натёков, которые, как и мелкие стареющие натёки, с трудом отличаются от глинистых литореликтов. Самые крупные натёки были обнаружены в пустотах между песчаными зёрнами гор. B_2 в разр. 2. Кроме собственно натёков, в этом

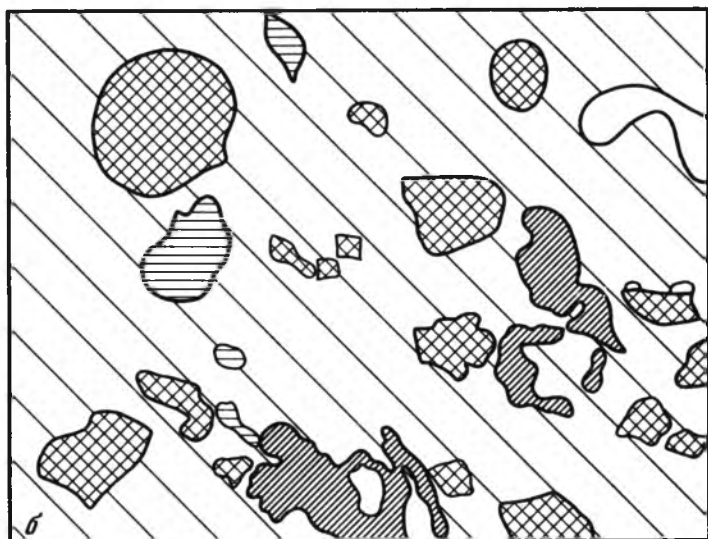
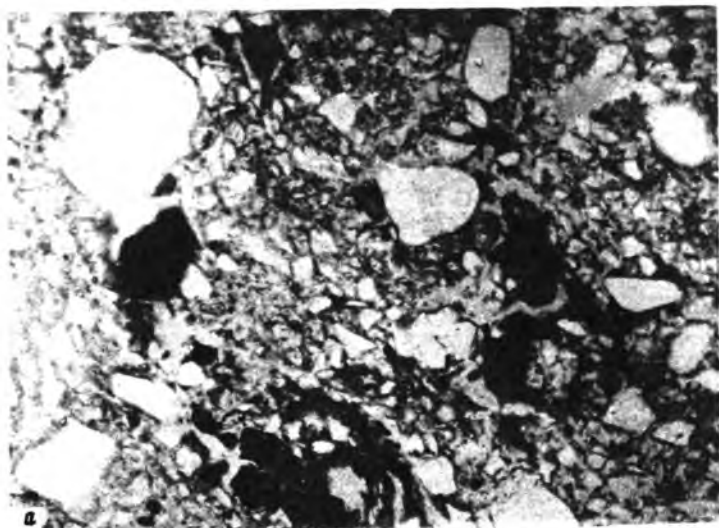


Рис. 2. Детали микростроения иллювиального горизонта

a, б – основные элементы строения гор. В: 1 – основная масса, 2 – крупные зерна скелета, 3 – пустоты, 4 – литореликты, 5 – натёки

профиле встречаются близкие к натёкам образования в виде "мостиков" между скелетными зёрнами, натёки-плёнки вокруг песчаников. В разр. 1, более тяжёлом по механическому составу, натёков меньше и они мельче.

В целях более объективной оценки интенсивности иллювирувания был произведен подсчет в шлифах площадей, занятых продуктами иллю-

вирирования: натеками, их обломками, глинистыми сгустками. К сожалению, не всегда удавалось отделить почвенные образования от литореликтов, отчего результаты могут быть несколько завышены. Подсчеты производились палеткой при ув. 72. Оказалось, что общее количество продуктов иллювирирования не так велико в горизонтах вымывания — в среднем 0,4–0,5% (за исключением гор. В₂ разр. 2, где площадь, занятая натеками, приближается к 2% от площади шлифа) и с трудом удовлетворяет микроморфологическим критериям горизонта "аржиллик" — больше 1% (Soil Taxonomy ..., 1975).

Строение плазмы основной массы может быть определено как чешуйчатое, местами раздельно-чешуйчатое; двупреломление плазмы низкое, обломков натеков на разных стадиях ассимиляции немного. Подобное строение плазмы свидетельствует, во-первых, о ее малой подвижности, по-видимому, за счет стабилизации железом и, во-вторых, о ее частичном образовании на месте — путем выветривания первичных минералов.

Интересно сравнить полученные нами материалы с данными американских авторов, изучавших серо-бурые подзолистые почвы. Первые общие микроморфологические характеристики этих почв были даны Фреем и Клайном, несколько позднее — Лэйвсом (Frei, Cline, 1949; Laves, 1969), которые отметили их наиболее яркие признаки: дифференцированность профиля, наличие натеков как показателя иллювирирования и др. Более поздние исследования принадлежат Баллоку и Эсварану (Bullock, 1968; Eswaran, 1978). Эсвараном описаны сравнительно влажные варианты серо-бурых подзолистых почв (серия колламер, подгруппа аквик гаплюдальф), тогда как рассмотренные нами почвы относятся к подгруппе типик гаплюдальф. В работе Эсварана отмечается обилие литореликтов — выветрелых обломков, сохраняющих текстуру породы, очень хорошо различимых на микрофотографиях. Автор считает, что иллювиальный максимум илистой фракции, обнаруживающийся гранулометрическим анализом, обусловлен не столько иллювирированием глины, сколько выветриванием первичных минералов. Для изучавшихся нами почв это тем более справедливо, так как количество натечных образований в них заметно меньше. Микростроение плазмы определено Эсвараном как "argillasepic", местами "insepic", что в общем виде соответствует чешуйчатым типам строения в отечественной терминологии и говорит о малой подвижности плазмы. Судя по микрофотографиям, приводимым Эсвараном, ориентация плазмы основной массы в описанных им почвах все же несколько выше, чем в наших. Причиной этого может быть относительно повышенное увлажнение в почвах серии колламер, подтверждаемое наличием в них железистых сегрегаций.

Таким образом, заключая микроморфологический анализ признаков иллювирирования в серо-бурых подзолистых почвах юго-западной части штата Висконсин, следует выделить ряд характерных для них черт (см. рис. 2): 1) ограниченное развитие натеков (по площади шлифа); 2) слабое вовлечение материала натеков в основную глинистую массу, что проявляется в отсутствии сложных волокнистых типов ее строения; 3) форма натеков свидетельствует о слабом иллювирировании (нет крупных частиц) и о совместном перемещении железа и глины (темно-бурые натеки с низким двупреломлением).

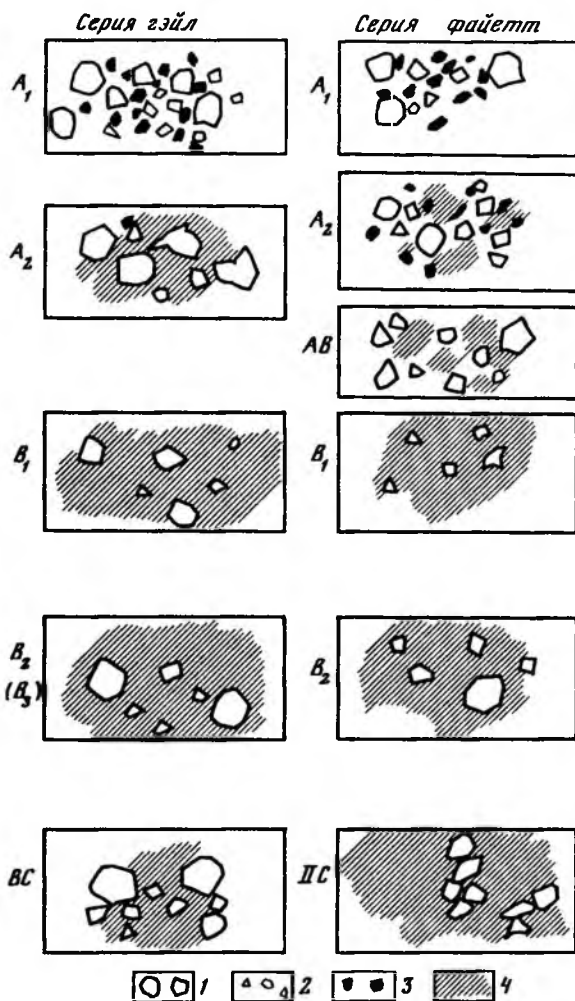


Рис. 3. Схема изменения микросложения по профилю

Скелет: 1 — мелкопесчано-крупнопылеватый; 2 — средне- и мелкопылеватый; 3 — органические остатки; 4 — плазма

Напомним для сравнения, что в литературе описан ряд суглинистых почв с дифференцированным профилем (развитых на пылеватых лёссовидных суглинках), в которых отмечается значительно большее количество и разнообразие натечных образований. Например, для западноевропейских sols lessivés (Fedoroff, 1970; Jamagne, 1972; Hetier et al., 1972) и дерново-подзолистых почв центра Русской равнины (Ромашкевич и др., 1978) характерно одновременное присутствие глинистых и пылевато-глинистых натечков с различными примесями гумуса или железа, вплоть до переслаивания глинистых натечков с железистыми. В этих почвах нередко присутствуют разновозрастные натечки, что фиксируется их взаимным

расположением (глинистые флюидальные с резко выраженной анизотропией, секущие слабоанизотропные пылевато-глинистые с размытым контуром), признаками старения или деформации. Сложным для названных почв оказывается и строение глинистой плазмы основной почвенной массы.

Подобная усложненность микростроения почв имеет определенную факторно-генетическую обусловленность. Она может быть следствием сложной почвенной эволюции, когда на протяжении жизни почвы в ее развитии последовательно участвовали различные элементарные почвенные процессы, либо быть результатом широкого спектра современных явлений почвообразования, формирующих почвенный профиль.

На фоне сказанного исследованные нами серо-бурые подзолистые почвы можно рассматривать как моногенетические образования с относительно простой историей развития и ограниченным набором текущих процессов почвообразования. По существу, педоморфизм их минеральной основы осуществляется только через выветривание—глинообразование и лессиваж тонкой глины.

* * *

На основании рассмотренного материала можно сделать следующие выводы:

1. Для исследованных серо-бурых подзолистых почв характерно относительно слабое проявление иллювиирования при отчетливой дифференциации профиля. Микроморфологически это выражено в облике натеков, характере плазмы основной массы.

2. Основным источником глинистого материала в иллювиальных горизонтах являются литореликты.

3. Относительная простота структурной организации почв как на уровне общего микростроения, так и на уровне строения плазмы связана с моногенетичностью почв.

4. Изученные серо-бурые подзолистые почвы можно рассматривать как крайнюю группу текстурно-дифференцированных почв с минимальным микроморфологическим проявлением иллювиирования. Максимальное его проявление свойственно почвам с элювиальным поверхностным оглеением, отличающимся значительной сложностью микростроения (см. статью М.И. Герасимовой с соавт. "Микроморфологические особенности..." в этом же сборнике).

ЛИТЕРАТУРА

Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р. Генезис и классификация почв. М.: Прогресс, 1977.

Розов Н.Н., Рубилин Е.В., Руднева Е.Н. Общая характеристика почвенного покрова Северо-Американского континента. — Почвоведение, 1961, № 12.

Ромашкевич А.И., Герасимова М.И., Турзина Т.В. Формирование микростроения почв гумидного климата. — В кн.: Проблемы почвоведения, М.: Наука, 1978.

Begon J. Aspects micromorphologiques de la g n se des sols de boulbene. — Bull. Assoc. franc.  tude sol, 1972, vol. 1/2.

Bullock P. The zone of degradation at the eluvial-illuvial interface of some New York soils: Thes. Cornell Univ. Ithaca (N.Y.), 1968.

Eswaran H. Report on the micromorphology of some soils from Erie and Jefferson counties of New York. Inthaca (N.Y.), 1978.

Fedoroff N. Les depots de particules migrant en suspension à travers les sols: Colloq. intern. des sols Mediterr. Grignon, 1970.

Frei E., Cline M. Micromorphological studies of the gray-brown podzolic soil sequence. — Soil Sci., 1949, vol. 68, N 4.

Hetier J., Rodriguez-Lapa M., Le Tacon F. Etude micromorphologique de quelques sols de l'Est du France. — Bull. Assoc. franç. etude sol, 1972, vol. 1/2.

Hole F. Soils of Wisconsin. Madison (Wis.), 1976.

Jamagne M. Soil micromorphological aspects of soils developed on loessic formations in the North of France. — In: Proc. III Intern. Work. Meet. on Soil Micromorphol. Wroclaw, 1969.

Jamagne M. Car actères micromorphologiques des sols developpes sur formations limoneuses. — Bull. Assoc. franç. etude sol, 1972, vol. 1/2.

Laves D. Contribution to the micromorphology and micromorphogenesis of gray-brown podzolic soils (lessivés). — In: Proc. III Int. Work. Meet. on Soil Micromorphol. Wroclaw, 1969.

Miedema R., Slager S. Micromorphological quantification of clay illuviation. — J. Soil Sci., 1972, vol. 23, N 3.

Soil Survey of La Crosse County. Wisconsin: USDA SCS, 1960.

Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Wash., 1975.

УДК631.482.1:631.472

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ УМЕРЕННОГО ПОЯСА

Е.М. Самойлова, В.И. Макеева, П.Н. Балабко

К настоящему времени различные стороны поемного почвообразования и свойства пойменных почв изучены достаточно глубоко, однако по микроморфологии пойменных почв имеются лишь единичные работы или обобщения, касающиеся отдельных черт микростроения (Добровольский и др., 1975).

Микроморфология почв пойм лесной зоны (реки Клязьма, Жиздра, Ока, Протва, Обь) изучалась К.Н.Федоровым (1965) и П.Н.Балабко (1975), лесостепи (реки Сож, Битюг, Плавца, Ворскла) — Н.П.Чижиковой, Е.А.Яриловой (1974) и В.И.Макеевой с соавторами (1974, 1978; Макеева, 1976), степной зоны — С.В.Губиным (1978).

В предлагаемой работе сделана попытка показать особенности микроморфологии пойменных почв в связи с формирующими их элементарными процессами. Понятие об элементарном почвообразовательном процессе не является вполне однозначным. Введя его в почвоведение, С.С.Неуструев (1916) не дал строгого определения. Соответствующего определения нет до сих пор. Представления об объеме понятия у разных исследователей существенно различаются. Так, А.А.Роде (1971) выделяет 13 элементарных процессов (он называет их частными макропроцессами), а Б.Г.Розанов (1975) — 72 процесса. Все авторы сходятся в том, что элементарный процесс это часть общего процесса почвообразования, что в то же время он достаточно сложен, что один и тот же элементарный почвообразовательный процесс присущ разным почвам.

Мы предлагаем определить элементарный почвенный (или почвообразо-

вательный) процесс как специфический почвенный процесс самого низкого уровня, ниже которого почвенная специфика утрачивается и выявляются физические, химические и другие процессы, не специфичные для почвы. В связи с тем, что имеется в виду процесс низшего уровня, название „элементарный процесс“ представляется рациональным, несмотря на его действительную сложность. Следует иметь в виду, что специфичность элементарных почвенных процессов относительна, многие из них свойственны другим биокосным телам, особенно коре выветривания и илам. Элементарный почвообразовательный процесс может развиваться внутри отдельного горизонта, внутри отдельного морфона или участвовать в формировании всего профиля. На каждом уровне взаимодействуют несколько элементарных процессов.

В формировании пойменных почв особое значение имеет *аллювиальный процесс* — периодическое отложение наилка на поверхности почвы, не свойственное автономным почвам. Строго говоря, этот процесс нельзя считать почвенным, но многие авторы относят его к числу элементарных почвообразовательных процессов. Например, Б.Г.Розанов (1975) рассматривает его в ряду гидрогенно-аккумулятивных почвообразовательных процессов, при осуществлении которого почвообразование и формирование почвообразующей породы протекают одновременно.

Аллювиальный процесс проявляется в микросложении пойменных почв через микрослоистость почвенной массы, преобладание структуры растрескивания в верхней части гумусового горизонта, горизонтальное расположение удлинённых компонентов почвенной массы: органических остатков, панцирей диатомовых водорослей, зерен первичных минералов. Черты аллювиального процесса особенно ярко проявляются при чередовании наносов различного механического состава.

Слоистое микросложение верхней части гумусового горизонта характерно для пойменных дерновых, дерново-луговых и луговых почв долгопоемных пойм крупных рек. Такое микростроение обусловлено ежегодным отложением наилка и его слабой переработанностью в процессе почвообразования.

В краткопоемных поймах, особенно в лесостепной и степной зонах, при тяжелом механическом составе слоистость верхней части гумусового горизонта наблюдается далеко не всегда вследствие интенсивной биологической переработки наилка.

Слабая агрегированность или даже отсутствие агрегатов в верхней части гумусового горизонта пойменных почв — весьма характерное свойство, обусловленное периодическим поступлением дезагрегированных наилков. Необходим определенный отрезок времени для вовлечения их в дерновый процесс и образования характерной для этого процесса микроструктуры. В нижней части гумусового горизонта содержание агрегатов, главным образом биогенных, заметно увеличивается. Аллювиальный процесс участвует в формировании всего профиля пойменной почвы.

Гидрогенные аккумулятивные процессы ярко проявляются в микроморфологии пойменных почв. В зависимости от биоклиматической и геоморфологической обстановки, от конкретных особенностей гидрологического режима пойменные почвы разных зон и развитые на разных элементах поймы существенно различаются по степени выраженности гидрогенной

аккумуляции веществ. С севера на юг с увеличением аридности климата возрастает значение аккумуляции веществ из испаряющейся капиллярной каймы грунтовых вод, увеличивается число компонентов, накапливающихся в почве. Если на севере это главным образом соединения железа, марганца и других микроэлементов, далее к югу накапливаются также кремний, щелочноземельные элементы в форме карбонатов, а затем гипс и легкорастворимые соли. С севера на юг меняются не только количество и состав аккумулируемых компонентов, но и их микроформы. Все это обеспечивает разнообразие микростроения пойменных почв.

В пойме лесной зоны с водоразделов, на поверхности которых формируются подзолистые и болотные почвы, поступает большое количество органико-минеральных соединений Fe, Al, Mn и других элементов, аккумуляция которых в пойменных почвах ярко фиксируется их микроморфологией.

Согласно представлениям Ф.Р.Зайделямана, А.К.Оглезнева (1963), новообразования в пойменных почвах формируются в зоне внутрисочвенного испарения. Соединения Mn, Fe, однажды выпав в осадок, при повторном поступлении полых вод переходят в раствор в меньшем количестве. Этот ежегодно повторяющийся процесс приводит к накоплению большого количества марганцово-железистых новообразований. Именно в пойменных почвах мы встречаемся с большим многообразием микро- и макроновообразований.

Накопление R_2O_3 и Mn происходит в виде хлопьев, сгустков, диффузных колец, рыхлых стяжений и плотных концентрических конкреций, которые рассеяны в почвенной массе всех горизонтов. В зависимости от длительности повторяющихся периодов анаэробнозиса формируются различные формы железистых новообразований. Недостаточная продолжительность периода с окислительными условиями препятствует формированию плотных, хорошо оформленных микроконкреций. При ослаблении паводкового режима формируются преимущественно четко оформленные конкреции, в которых железо находится в форме окристаллизованных, менее гидратированных соединений.

По мнению К.Н.Федорова (1965), в пойменных почвах лесной зоны тенденция к формированию конкреций выражена слабо. Здесь обильны мелкие хлопьевидные образования Fe_2O_3 , рассеянные по всему профилю. Лишь в зонах окисления в гор А₁Ag и В₁, приуроченных к участкам масового скопления корней, образуются конкреции. Согласно исследованиям П.Н.Балабко (1975), форма марганцово-железистых новообразований в пойменных почвах лесной зоны зависит от степени гидроморфизма. В дерновых почвах марганцово-железистые новообразования присутствуют в виде бесформенных рыхлых стяжений и хлопьевидных сгустков. В почвах, формирующихся в контрастных условиях — дерново-луговых, образуются контрастные микроформы марганцово-железистых новообразований. Здесь преобладают нодули, включающие зерна первичных минералов и хорошо отграниченные от основной почвенной массы. Размер микроконкреций колеблется от 0,07 — 0,08 до 0,22—0,25 мм. С усилением гидроморфизма в луговых почвах начинают преобладать расплывчатые стяжения и пятна гидроокиси железа. В лугово-болотных почвах они имеют более высокую концентрацию гидроокиси железа. Таким образом, с усилением степени гидроморфизма от дерново-луговых почв к лугово-болотным умень-

шается степень сегрегации и уплотнения марганцово-железистых новообразований, они приобретают более расплывчатые формы.

В условиях длительной поемности в почвах поймы р.Оби марганцово-железистые новообразования рыхлые, слабо оформленные, плохо выявляются при морфологическом описании почв.

В поймы рек лесостепной зоны с водоразделов поступает значительно меньше соединений железа и марганца, чем в поймы лесной зоны. Их миграционная способность ограничена характером почвообразовательного процесса на междуречьях лесостепи: здесь формируются черноземы с малоподвижным органическим веществом, со слабо развитыми процессами разрушения и превращения минералов. Поймы являются коллекторами гидрокарбонатно-кальциевых, реже гидрокарбонатно-кальциево-натриевых (магниевых) вод. Пойменные почвы обогащаются кальцием и нередко осолонцовываются, что четко фиксируется микроморфологией.

Усиление геохимической роли кальция оказывает существенное влияние на весь комплекс микроморфологических свойств. В пойменных почвах всех зон умеренного климата можно найти карбонаты в виде мелких обломков карбонатных пород, в диффузной форме, в виде скоплений вокруг пор и трещин, иногда поры полностью заполнены ими. В поймах лесостепной зоны карбонатные новообразования — продукт гидрогенной аккумуляции — встречаются постоянно. Выделение кальцита можно встретить на разных глубинах. Хорошо заметны признаки разрушения и перекристаллизации кристаллов кальцита. При ослаблении паводкового режима кальций выделяется более интенсивно, образует значительные скопления вокруг пор и трещин. Выцветы кальцита, как правило, пропитаны железистыми соединениями.

Железистые образования здесь чаще, чем в почвах лесной зоны, представлены плотными конкрециями в почвах с более длительным окислительным периодом. Однако и для пойменных почв лесостепи характерно многообразие форм выделений соединений железа, в частности большое количество неустойчивых аморфных, диффузных новообразований.

Почвы пойм степной зоны формируются в условиях дальнейшей аридизации климата — усиления испарительного режима. Наилот их, как правило, более сортированный и тяжелый по механическому составу и содержит легкорастворимые соли; значительные количества солей поступают в почву с испаряющимися почвенно-грунтовыми водами. Эти особенности в наиболее полном виде проявляются в низовьях рек степной зоны. Здесь формируются луговые почвы различной степени засоления, включая солончаки и солонцеватые почвы.

Развитие процессов засоления в пойменных почвах степных рек хорошо диагностируется по выявлению выцветов солей разнообразной формы. В засоленных луговых пойменных почвах присутствуют псевдоморфозы легкорастворимых солей, гипса, карбонатов по растительным остаткам, кристаллические трубочки этих веществ в хорошо оформленных порах, друзы и отдельные кристаллы в почвенной массе. Гидрогенная аккумуляция железа в этих почвах проявляется не так ярко, как в почвах зон более обильного увлажнения, но специальными исследованиями установлено, что устойчивость микроагрегатов всех порядков обусловлена клеящими свойствами гуминовых кислот, связанных с гидрокислями железа и алюминия (Губин, 1978).

Профили слитых пойменных почв обогащены органо-железисто-марганцовыми и карбонатными конкрециями, среди них много крупных ($> 0,25$ мм). В верхних горизонтах слитых почв с более интенсивными паводковым режимом много мелких бурых слабо оформленных пятен.

Гидрогенно-аккумулятивные процессы, более или менее интенсивные, могут развиваться в любом генетическом горизонте пойменной почвы.

Процесс оглеения в пойменных почвах микроморфологически проявляется прежде всего в наличии марганцово-железистых новообразований. Таким образом, выявление соединений этих элементов в микроморфологии пойменных почв связано не только с их гидрогенной аккумуляцией, но не в меньшей степени с процессами восстановления и сегрегации, с контрастным окислительно-восстановительным режимом, с чередованием периодов затопления и иссушения, с неоднородностью почвы в отношении окислительно-восстановительных условий. Трудно сказать, отличаются ли по морфологии формы, обусловленные исключительно процессом оглеения, от форм, связанных с оглеением и гидрогенной аккумуляцией.

Что касается окраски почвенной массы, по которой так четко диагностируются глеевые горизонты при микроморфологических исследованиях, то в шлифах она менее выразительна. В ряде почв Обской поймы оглеенные горизонты имели бледно-серую окраску в параллельных николях и голубовато-серую — в скрещенных. В пойменных почвах лесостепи Русской равнины оглеенные горизонты в шлифах имели буроватые тона.

Процесс оглеения в разных типах пойменных почв проявляется с разной интенсивностью. Он практически не участвует в формировании профиля дерновых почв, обнаруживая себя во всем профиле луговых почв и очень ярко выражен во всех горизонтах профиля болотных почв.

Накопление органического вещества — один из ведущих процессов в поемном почвообразовании. Оно проявляется здесь несколько иначе чем в автоморфных почвах, формирующихся под влиянием травяных экосистем. Гидроморфизм пойменных почв ярко отражается в микростроевании органического вещества, накапливающегося преимущественно в двух основных формах, за каждую из которых "ответствен" особый элементарный процесс: а) *накопление растительных остатков* и б) *накопление гумуса "in situ"*.

Органическое вещество пойменных почв в отличие от такового черноземов, лугово-черноземных и черноземно-луговых почв (Макеева и др., 1974) обогащено детритом. В поверхностном горизонте луговых пойменных почв органическое вещество представлено главным образом растительными остатками разной степени разложения: от слабо- и среднеразложившихся с сохраненным клеточным строением до сильноразложившихся, черных, угловатых, "обугленных".

В дерновых пойменных почвах в условиях хорошей аэрации накапливается много грубых фрагментов растений, сохранивших клеточное строение, а в условиях избыточного увлажнения в лугово-болотных и болотных почвах идет накопление полуразложившихся растительных остатков, в экстремальных случаях выражающееся в торфообразовании.

Для пойменных почв лесной и лесостепной зон характерно накопление углефицированных остатков, причем с усилением гидроморфизма увеличиваются их количество и размеры. Очень много углистых частиц в поймен-

ных луговых почвах. Вниз по профилю возрастает относительное содержание собственно гумусовых веществ.

Такого рода гумус — продукт сравнительно слабой степени гумификации и минерализации растительных остатков, что обусловлено периодическим переувлажнением. Возможно, что часть растительных остатков аллохтонного происхождения, они поступают в пойменные почвы с аллювием. Характерна ожелезненность растительных остатков, обусловленная процессом гидрогенной аккумуляции соединений железа и периодическим анаэробно-биозисом, повышающим их подвижность.

Количественные соотношения между растительными остатками и гумусом различны в почвах различных природных зон. Большая продолжительность восстановительных условий, кислая реакция, свойственная многим пойменным почвам лесной зоны, замедляют гумификацию и минерализацию растительного материала и способствуют образованию несоагулированного, подвижного, бурого гумуса, вероятно, бурых гуминовых кислот и связанных с полуторными окислами фульвокислот.

Гумус насыщенных и карбонатных пойменных почв лесной зоны и зоны лесостепи и степи более скоагулирован, он состоит в значительной степени из зернистого инертного гумуса, в составе которого, по-видимому, преобладают гуминовые кислоты, связанные с Са. Это гумус, частично аллохтонный, частично созданный автохтонным процессом гумификации, близким по характеру к процессу, развитому в черноземах. Тем не менее, и в пойменных луговых почвах лесостепи и степи в верхней части гумусового горизонта значительная, а иногда и главная часть органического вещества представлена органическими остатками, преимущественно сильной степени разложения. В некоторых случаях здесь отмечена подвижность гумуса, выражающаяся в лучшей прокраске краев агрегатов. Подвижность гумуса связана с солонцеватостью почв, особенно часто она проявляется в почвах, приуроченных к поймам низовьев рек, где в составе грунтовых и паводковых вод увеличивается содержание натриевых солей. Здесь нередка локализация гумуса вокруг пор.

В участках скопления легкорастворимых солей органическое вещество представлено преимущественно обугленными растительными остатками. Присутствие токсичных солей понижает биологическую активность, поэтому процессы минерализации и гумификации органического вещества здесь подавлены (Добровольский и др., 1975).

Элементарные почвообразовательные процессы накопления гумуса "in situ" и накопления растительных остатков формируют дерновый горизонт пойменных почв. В значительно меньшей степени эти процессы развиты в других горизонтах.

Одной из характерных черт пойменных почв является образование зернисто-комковатой структуры. Микроструктурность разных пойменных почв неодинакова. По-видимому, следует говорить о нескольких элементарных процессах, ответственных за образование разных форм микроструктуры. По исследованиям К.Н.Федорова (1965), пойменные почвы лесной зоны характеризуются наличием агрегатов плотного, слитого сложения, они пропитаны соединениями R_2O_3 . В качестве клея выступают гумусовые вещества, связанные с полуторными окислами. Агрегаты обладают очень малой внутриагрегатной пористостью (1–2 поры на агрегат).

На стенках пор повышено содержание R_2O_3 . Этот тип структуры образуется таким элементарным почвообразовательным процессом, как *биохимическое оструктуривание*. К.Н.Федоров полагает, что это специфический тип структуры, свойственный гидроморфным почвам. Однако последующие исследования показали, что пойменным почвам присущ и другой тип структуры.

В работах В.И.Макеевой и др. (1974, 1976, 1978) установлено, что в пойменных почвах лесостепи преобладают биогенные агрегаты II и III порядков, причем здесь существенная роль принадлежит такому клеящему веществу, как гуматы кальция. Этот тип агрегатов создается другим элементарным процессом — *биологическим оструктуриванием*.

Для дерновых горизонтов пойменных почв характерны признаки высокой биогенности: присутствие в шлифах большого количества копролитов, выбросов клещей, остатков почвенной фауны и панцирей диатомовых водорослей, спикулей губок и раковин моллюсков.

В поймах степных рек нередко развивается процесс, противоположный оструктуриванию, — *слитизация*. Слитость выражается в крайне однородном строении материала основы, в абсолютном преобладании в его составе неагрегированной гумусо-глинистой плазмы, в которой темноокрашенные высокодисперсные гумусовые вещества прочно связаны с глиной и равномерно распределены в плазме (Губин, 1978).

Причины слитизации не вполне ясны. Вероятно, они определяются комплексом факторов. В частности, развитию слитости благоприятствуют очень тяжелый, глинистый состав аллювия, преобладание монтмориллонита в составе глин, обогащенность почвы аморфными соединениями кремния. При переувлажнении они переходят в гидратированные формы, а в период иссушения теряют воду, придавая компактность почвенной массе. Подвижные соединения кремния поступают в поймы с водоразделов и образуются на месте в результате выветривания силикатов. Важным фактором слитогенеза является периодическое затопление почв, которое приводит к переупаковке частиц с уплотнением сложения почвенной массы.

Процессы оглинивания — выветривания первичных минералов с образованием глин в пойменных условиях проявляются слабо вследствие молодости почв, особенно их верхних горизонтов. Минеральные зерна имеют слабую степень корродированности. Исключение составляют лишь почвы наиболее теплых регионов, где интенсивное внутрпочвенное выветривание диагностируется достаточно четко, будучи обусловлено сочетанием благоприятного теплового и водного режимов.

Процесс лессивирования (перемещения глины без разрушения) был обнаружен в пойменных луговых ненасыщенных почвах р.Клязьмы (Федоров, 1965), в деградированных пойменных луговых почвах Бирмы (Обухова, Федоров, 1974), в пойменных дерново-луговых и луговых почвах поймы р. Оби (Балабко, 1975), в пойменных луговых и лугово-болотных почвах лесостепи (Макеева и др., 1974, 1975).

Процессы переувлажнения, возникающие в пойменных почвах, приводят к подвижности органико-минеральной плазмы и к образованию в подгумусовом горизонте гумусово-железисто-глинистых иллювирированных кутан.

В гор. В₂ дерново-луговых почв обнаружены слоистые кутаны в дренирующих порах, которые иногда занимают 10–25% площади шлифа. В этом

же горизонте присутствуют пылевато-глинистые кутаны с включением песчаных частиц, что свидетельствует о переносе в суспензиях разнородного материала.

Процессу иллювирирования в дерново-луговых почвах способствуют высокая порозность верхних горизонтов и периодически промывной водный режим. В почвах с более затрудненным дренажем — луговых — иллювирированных глин в подгумусовых горизонтах заметно меньше по сравнению с теми же горизонтами в дерново-луговых почвах и они представлены в виде пленок с едва намечившимся образованием натекнов. Глинистые кутаны в оглеенных горизонтах лишены гумуса и обезжелезены.

В пойменных луговых и лугово-болотных почвах лесостепи и степи глинистое вещество обладает повышенной подвижностью за счет некоторой солонцеватости. Затеки глин отмечаются в порах и трещинах, причем не только в бескарбонатных участках, но и там, где почвенная масса обильно пропитана карбонатами.

* * *

Рассмотренный материал позволяет сделать определенные выводы об особенностях сочетания элементарных почвенных процессов в условиях поймы.

В дерновом горизонте процессы накопления детрита и гумуса *in situ* развиваются таким образом, что, кроме собственно гумусовых веществ, здесь аккумулируется большое количество растительных остатков разной степени разложения, причем эта форма органического вещества нередко преобладает. Особенно характерны обугленные растительные остатки. Повышенное содержание детрита может сопровождать гумус разного состава, от очень подвижного фульватного, как в пойменных почвах лесной зоны, до гуматно-кальциевого, скоагулированного, как в почвах лесостепной и степной зон. Особенность органического вещества пойменных почв заключается в его частичной аллохтонности, благодаря чему гумусовое состояние пойменных почв зависит от особенностей гумусообразования в автономных почвах.

Для всех пойменных почв умеренного пояса, независимо от степени увлажнения и аридности климата, характерны процессы гидрогенного накопления соединений железа в сочетании с процессом оглеения. Железо, а также марганец аккумулируются не в виде плит, прослоек, сплошной пропитки, а в конкреционных формах, различных в разных условиях. Для почв повышенного увлажнения характерны пятна, стяжения и другие рыхлые, плохо оформленные новообразования; уменьшение увлажнения приводит к формированию плотных конкреций, четко отграниченных от вмещающего материала. Возможно, что рассеянность скоплений гидроокиси железа связана с высокой биогенностью почв и с разнообразием окислительно-восстановительных условий в микроразонах каждого из почвенных горизонтов.

Совершенно специфичен для пойм аллювиальный процесс, проявляющийся в микрослоистости почвенной массы, горизонтальной ориентации удлиненных частиц, в дезагрегированности поверхностного слоя.

ЛИТЕРАТУРА

- Балабко П.Н.* Микроморфологическая диагностика пойменных почв (на примере Средней Оби): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1975.
- Губин С.В.* Изменение микроморфологического строения и свойств луговых почв поймы Нижнего Дона в связи с ее аридизацией: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1978.
- Добровольский Г.В., Федоров К.Н., Стасюк Н.В.* Геохимия, мелиорация и генезис почв дельты Терка. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Зайдельман Ф.Р., Оглезнев А.К.* Исследование процессов глееобразования в пойменных почвах Нечерноземной зоны. — Почвоведение, 1963, № 1.
- Макеева В.И.* Микроморфология почв лесостепи Русской равнины: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1976.
- Макеева В.И., Ярилова Е.А., Самойлова Е.М.* Микроморфология почв Тамбовской низменности. — Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., 1974, № 1.
- Макеева В.И., Самойлова Е.М., Ярилова Е.А.* Некоторые свойства пойменных луговых почв Русской равнины. — Вестн. МГУ. Сер. почвоведения, 1978, № 1.
- Неуструев С.С.* Классификация почвообразовательных процессов. Краткая инструкция для изучения почв в природе. Высшие географические курсы, ПТг., 1916, № 3.
- Обухова В.А., Федоров К.Н.* Микроморфология гидроморфных почв дельты Иравади. — Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., 1974, № 2.
- Роде А.А.* Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1971.
- Розанов Б.Г.* Генетическая морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Федоров К.Н.* Применение микроморфологических методов исследования для изучения пойменных и дерново-подзолистых почв центра РСФСР: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1965.
- Чижикова Н.П., Ярилова Е.А.* Микроморфология, химико-минералогический состав и свойства пойменных почв р. Сейм. — Почвоведение, 1974, № 8.

УДК 631.487 : 631.472

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ЛЕСНЫХ ПОЧВ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ В СВЯЗИ С ИХ ГЕНЕЗИСОМ

Т.Д. Морозова

Диагностика особенностей древнего педогенеза (межледниковых и межстадиальных эпох) является весьма сложным процессом по следующим причинам. Теоретически ископаемые почвы должны быть представлены зрелыми образованиями, прошедшими полный цикл развития в интервале времени между двумя ледниковыми эпохами.

Профиль ископаемой почвы является хорошим примером "почвы-памяти", сохраняющим информацию преимущественно о наиболее устойчивых свойствах. Но в отличие от голоценовых почв, к которым впервые было применено это понятие И.А. Соколовым и В.О. Таргульяном (1976), ископаемые почвы содержат значительно более сложную информацию о разновремененно протекавших процессах, оказавших различное влияние не только на формирование почвенного профиля, но и на его сохранность. Среди них можно выделить: 1) совокупность процессов педогенеза, сформировавших собственно почвенный профиль; 2) природные процессы, свойственные этапам, переходным к холодным ледниковым эпохам, и оказавшие влияние на свойства почв (в конце или после завершения почвообразова-

ния) и их сохранность, особенно верхней части профилей: криогенез; усиление осадконакоплений; процессы сноса и переотложения верхних частей ископаемых почв в условиях склонов; диагенез или педометаморфизм (по И.П.Герасимову, 1971), влиявшие на свойства ископаемых почв после погребения, в результате чего они утратили слабоустойчивые признаки и приобрели новые вторичные.

Вследствие воздействия факторов и процессов, сопутствующих погребению, плейстоценовые почвы значительно отличаются от "дневных" голоценовых почв. Вышесказанное определяет методические подходы при исследовании генезиса ископаемых почв древних эпох почвообразования. Важную роль среди других методов, используемых при идентификации древнего педогенеза, играет микроморфологический метод.

При исследовании направлений древнего педогенеза мы основывались на том, что признаки микростроения отличаются различной устойчивостью. Среди них можно выделить следующие основные группы: 1) устойчивые: микростроение основной массы, агрегатов, формы пор, микростроение оптически ориентированных глин, кутаны, новообразования гидроокислов железа; 2) слабоустойчивые: содержание гумуса; 3) неустойчивые: новообразования легкорастворимых солей (Добровольский и др., 1974). При диагностике ископаемых почв используются признаки микростроения преимущественно первых двух групп.

Как показывают литературные данные зарубежных авторов и наши собственные исследования почв Центральной и Восточной Европы, на большей части рассматриваемой территории во время миккулинского межледниковья преобладали почвы лесного суббореального почвообразования. Об этом же свидетельствуют данные палеоботанических исследований.

Наиболее распространенным типом растительности в Европе была неморальная флора. Северная граница ее распространения отмечалась на $5-6^{\circ}$ севернее границы современной зоны широколиственных пород, а южная — примерно на $1-2^{\circ}$ южнее. По данным В.П.Гричука (1973), можно выделить две основные группы формаций широколиственных пород: Западно-Европейскую и Восточно-Европейскую.

Приатлантической части Западно-Европейской группы были свойственны формации грабовых и дубовых лесов, а ее континентальной части — грабовых лесов. Внутри Восточно-Европейской группы В.П.Гричук выделяет грабовые формации с различным составом субдоминантов для западной и северо-западной частей Русской равнины, а на юго-западе и в восточной ее части — смешанные широколиственные леса с грабом, дубом и липой. Как характерную особенность для растительности оптимума миккулинского межледниковья В.П.Гричук отмечает доминантное положение граба, который в настоящее время не имеет самостоятельного значения в первичных ассоциациях Восточной Европы. Юг Русской равнины был занят лесостепью, где роль граба в составе широколиственных лесов была больше, чем в настоящее время. Таким образом, по палеоботаническим данным основная часть средней и восточной Европы была покрыта суббореальными широколиственными лесами.

Сходство природных условий миккулинского межледниковья и голоцена позволяет достаточно уверенно применять метод актуализма при идентификации межледниковых почв. Имеющиеся данные свидетельствуют о боль-

шом разнообразии почв, составляющих межледниковый почвенный покров (Величко, Морозова, 1973).

В настоящем сообщении основное внимание уделяется группе руководящих признаков ископаемых почв, соответствующих педогенезу оптимума микулинского межледниковья, когда сформировались основные генетические горизонты почв.

Для определения генетической принадлежности ископаемых почв, выявления элементарных почвообразовательных процессов и их сочетаний (по И.П.Герасимову, 1971) в качестве эталонов нами были использованы микроморфологические диагностические признаки современных почв, которые могли быть вероятными аналогами ископаемых — бурых лесных (Kubiena, 1953; 1971; Ромашкевич и др., 1978), бурых псевдоподзоленых (лессивированных, или парабраунерде) (Kubiena, 1971. Kundler, 1965; Целищева, Зонн, 1974), псевдоподзолистых и псевдоглеев (Герасимова, 1966; Целищева, Зонн, 1974; Ромашкевич и др., 1978), подзолистых (типичные почвы тайги) и дерново-подзолистых (Русанова, 1974, Ярилова, Рубилина, 1975; и др.).

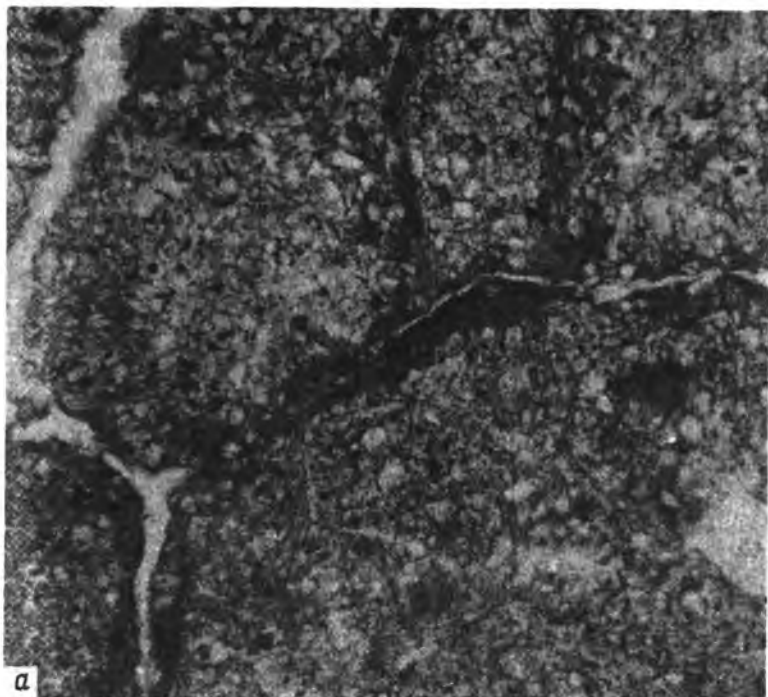
Приводим описания наиболее распространенных ископаемых почв, которые составляли основной фон почвенного покрова микулинского межледниковья.

Бурые лесные (браунерде), профиль: $(A_1)^* - Bm - C$. Характеризуются отсутствием или слабой дифференцированностью на генетические горизонты. Профиль состоит из ярко-бурого, а на верхней части несколько более серого (возможно, остатки гор. A_1) оглиненного оструктуренного горизонта Bm . По граням структурных отдельностей — глянцево-глинистые пленки, свидетельствующие о некотором иллювиальном перемещении тонкодисперсного вещества. По данным микроморфологических исследований, характерны равномерное оглинение и ожелезнение почвенной плазмы, немногочисленные редкие глинистые кутаны илювиирования. Иногда в основании профиля фиксируется иллювиальный карбонатный горизонт.

Почвы такого строения можно рассмотреть на примере разреза Ариендорф (ФРГ, межгорная котловина Рейнских сланцевых гор, севернее г.Кобленца). Ископаемая почва погребена в сильно опесчаненных лёссах средней террасы р.Рейна. Она имеет слабо дифференцированный на генетические горизонты профиль, представленный темно-бурым опесчаненным суглинистым плотным гор. В мощность 0,8 м с хорошо выраженной призматической структурой и глянцем по граням структурных отдельностей. Гумусовый горизонт не сохранился. В основании горизонта — светло-палевоый лёсс, насыщенный мелкими округлыми карбонатными конкрециями.

По данным микроморфологического изучения шлифов, почвенная масса в пределах всей почвенной толщи интенсивно и равномерно ожелезнена. Плазма в основе бурая, интенсивно окрашенная равномерно распределенными окислами железа, комковатая, с характерными хлопьевидными выделениями гидроокислов железа внутри основы, на поверхности минеральных зерен, по плоскостям растрескивания обломков пород. В верхней части почва хорошо агрегирована, многие агрегаты имеют биогенное проис-

* (A_1) — означает предполагаемый, но не сохранившийся гумусовый горизонт.

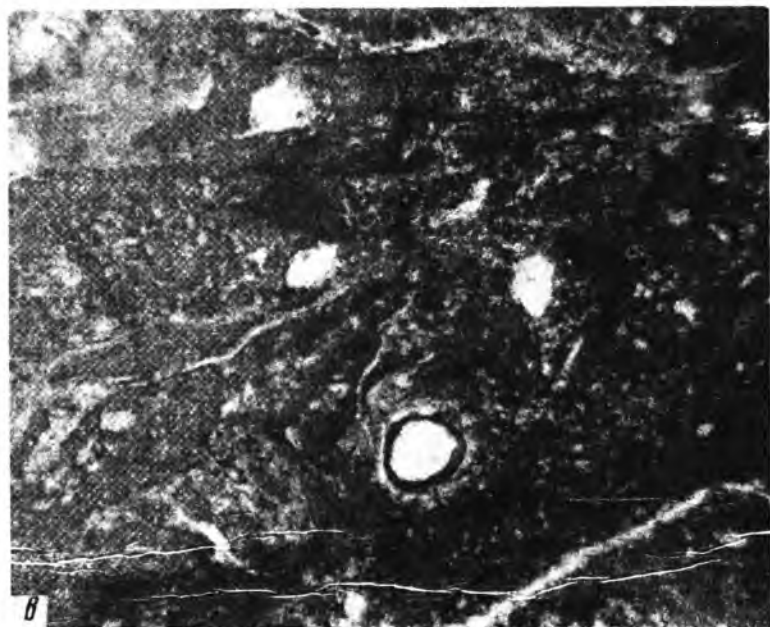
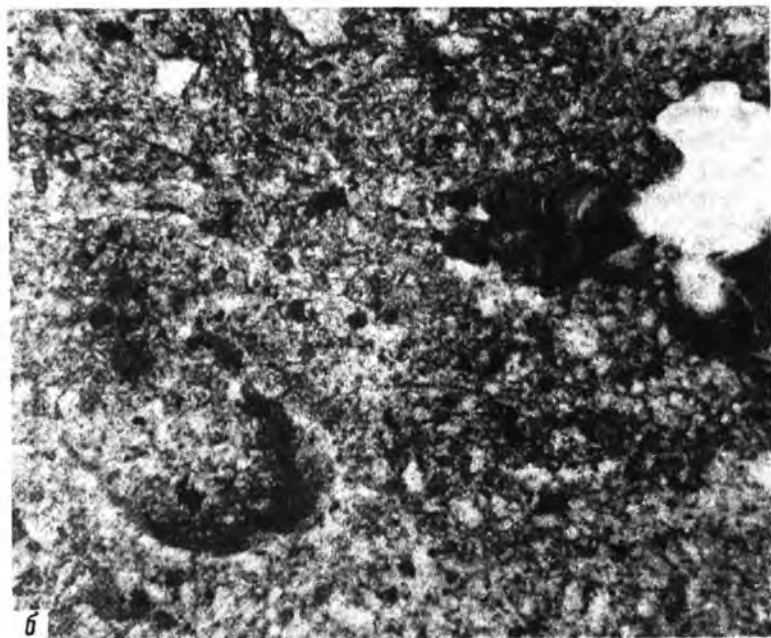


Некоторые особенности микростроения погребенных почв

а — микростроение гор. А₂1 бурой псевдоподзоленной почвы, Китцинген, ФРГ, ув. 5 X 8, при одном никеле; *б* — микростроение гор. В псевдоподзолистой почвы. Разрез Брянск, ув. 5 X 9, при одном никеле; *в* — микростроение гор. В глеевого псевдоподзола (псевдогляя). Разрез Штраубинг, ФРГ, ув. 5 X 8, при одном никеле

хождение. В средней части упаковка почвенной массы более плотная, здесь просматривается чешуйчато-волокнистое микростроение оптически ориентированных глин, появляются немногочисленные бурые и темно-бурые глинистые кутаны иллювирирования, которые имеются и ниже — в основании почвы. Встречено единичное темно-бурое непрозрачное, до 2 мм в диаметре обособление гидроокиси железа. Новообразования кальцита по порам и трещинам, которые наблюдаются по всей почвенной толще, по-видимому, имеют диагенетическое происхождение и вымыты из перекрывающей сильнокарбонатной лёссовой кровли. Многочисленные новообразования пылеватого кальцита имеются в нижней части почвенного профиля — в палевом лёссовом суглинке. Можно предположить, что здесь они, с одной стороны, могут представлять карбонатный иллювиальный горизонт, с другой — частично вымыты из вышележащего лёсса.

По микростроению рассматриваемая ископаемая почва, по-видимому, близка к современным бурым лесным почвам. Об этом свидетельствуют равномерное ожелезнение и оглинивание почвенной толщи, хорошая агрегированность, особенно в ее верхней части, биогенная переработка. Микроморфологические исследования обнаружили слабо выраженные признаки процессов лессиважа в виде немногочисленных глинистых кутан иллюви-



ирования в средней части профиля, где также, по-видимому, в наибольшей степени проявились процессы оглинивания *in situ*, о чем свидетельствует чешуйчато-волокнистое микростроение оптически ориентированных глин (Минашина, 1958).

Бурые псевдоподзолистые лессивированные (парабраунерде), профиль: $A_2 1 - B_{mt} - C$. Имеются признаки дифференциации на генетические горизонты: в его верхней части выделяется осветленный светло-серый или серо-палевый гор. $A_2 1$ с признаками частичного обеднения тонкодисперсной массой за счет лессиважа и перераспределения ее внутри горизонта. Содержит железистые конкреции. Гор. B_{mt} — ярко-бурый, оструктуренный, с четко выраженными глинистыми пленками по граням структурных отдельностей оглиненной ожелезненной глинистой плазмой, многочисленными глинистыми кутанами илювирирования. Наибольшее содержание подвижного железа (по Дебу) по сравнению с материнской породой и гор. $A_2 1$.

В качестве примера можно привести данные по разрезу Китцинген (ФРГ), расположенному к юго-востоку от г. Вюрцбурга, где вскрывается полная серия отложений, начиная с лёссов рисского возраста, на которых сформирована ископаемая почва. Ее генетический профиль состоит из осветленного светло-серого гор. $A_2 1$ мощностью 0,3 м, насыщенного вторичными пылеватыми карбонатами, и ярко-бурого суглинистого гор. B_{mt} мощностью 0,6–0,7 м, с отчетливо выраженной призмовидной структурой, с бурыми глинистыми глянцевыми пленками по граням структурных отдельностей. Наиболее интенсивно эти признаки проявляются в верхней части гор. B_{mt} . В основании почвы залегает светлый карбонатный лёсс рисского возраста с включениями карбонатных конкреций.

Данные химического и механического состава почвы (Brullpacher, Semmel, 1974) свидетельствуют о заметном, по сравнению с гор. A_2 (24%) и материнской породой (21,6%), увеличении илистых частиц ($< 0,002$ мм) в гор. B_{mt} , особенно в его верхней, наиболее интенсивно окрашенной и оструктуренной части (42,1%). Очень незначительно количество $CaCO_3$ в пределах почвенного профиля, в карбонатном илювиальном горизонте оно резко увеличивается (до 11–16%). Содержание подвижного железа (по Дебу) заметно возрастает в гор. B_{mt} (до 2,55%) по сравнению с $A_2 1$ (1,35) и C (1,59%).

По морфологии и химическому составу почва в этом разрезе уже имеет дифференцированный на генетические горизонты профиль. Микроморфологические исследования также подтверждают эти данные. Самый верхний, осветленный серовато-палевый гор. $A_2 1$ характеризуется дезагрегированностью, неоднородной светло-серой в проходящем свете окраской, которая на отдельных микроучастках становится бурой за счет новообразований гидроокислов железа. Основа — плазменно-пылеватая, включает обломки пород более крупных размеров. Плазма — глинистая, обесцвеченная. Много новообразований гидроокислов железа, преимущественно с диффузными краями. Стенки округлых пор заняты бурыми, с включениями пылеватых частиц и гидроокислов железа, слоистыми кутанами илювирирования (рисунк). Гор. B_{mt} в верхней части в проходящем свете имеет ярко-бурую окраску. Микросложение агрегированное, I–II порядков. Агрегаты I порядка округлые с плотной упаковкой пылевато-железисто-глинистой

основы, с глинисто-железистыми кутанами на поверхности, размером 0,1–0,8 мм. Агрегаты II порядка – угловатые, размером 1–2 мм, разделены порами-трещинами и межагрегатными порами. К их стенкам приурочены железисто-глинистые кутаны. Внутри основы наблюдаются железисто-глинистые бурые полупрозрачные обособления. Плазма в основе комковатая, железисто-глинистая, бурая, много комковатых бурых выделений гидроокислов железа, неоднородно распределенных в основной массе. Микроорштейны единичны. Гумус не просматривается. Ниже в гор. Bmt бурая окраска не столь интенсивна, агрегированность выражена слабее, кутан иллювиирования меньше. Плазма в основе – бурая, железисто-глинистая, комковатая, с включениями хлопьевидных выделений гидроокислов железа, оптически ориентирована, с чешуйчатой и чешуйчато-волокнутой формами оптически ориентированных глин. В составе скелета встречаются зерна мелкого песка, представленные обломками пород. Почва залегает на лёссе рисского возраста, с пылевато-плазменным микростроением основы. Плазма – карбонатно-глинистая. Характерны новообразования кальцита. Новообразования гидроокислов железа, так же как и кутаны иллювиирования, немногочисленны.

Морфологическое строение, микроморфологические исследования и данные химического и механического состава почвы свидетельствуют о четком проявлении при формировании почвенного профиля следующих почвообразующих процессов: 1) оглинивания, которое проявляется в общей равномерной ожелезненности всего профиля, чешуйчато-волокнутом микростроении оптически ориентированных глин в гор. Bmt, наиболее отчетливо проявляющемся в нижней части горизонта. Возможно, что в верхней части горизонта Bmt чешуйчато-волокнутое микростроение глин замаскировано многочисленными выделениями изотропной комковатой гидроокиси железа; 2) лессиважа – участие его не вызывает сомнения благодаря многочисленным кутанам иллювиирования; 3) поверхностного оглеения, которое проявляется в перераспределении гидроокислов железа в гор. A₂ и частично в Bmt.

Глеевые псевдоподзолы (псевдоглей), профиль: (A₁)–A₂lg – Btg – C. Характеризуются наличием дифференцированного на генетические горизонты профиля с резко выраженными глеевыми признаками в осветленном гор. A₂lg и верхней части Btg. Гор. A₂lg – серо-сизой окраски с пятнами ожелезнения и многочисленными железисто-марганцовистыми конкрециями. Btg – горизонт пестро окрашен, бурый с серо-сизыми пятнами, наиболее обильными в его верхней части, многочисленными железисто-марганцовистыми конкрециями. Книзу эти признаки ослабевают. Микроморфологические исследования также свидетельствуют о резко выраженном перераспределении гидроокислов железа внутри горизонтов. Процессы лессиважа фиксируются многочисленными железисто-глинистыми и глинистыми кутанами иллювиирования, часто обесцвеченными за счет оглеения.

Почвы такого строения были распространены во влажных климатических областях Средней Европы, например в Саксонии (Lieberoth, 1964), они известны также на террасах в верхнем течении р. Дуная (Бавария). В качестве примера можно привести описание почвы в разрезе Штраубинг, расположенном на рисской террасе Дуная в долине р. Изар. Рисс-вюрмская

(микулинская) почва представлена пестроокрашенным, преимущественно серо-сизым с буроватыми пятнами ожелезнения гор. A_2lg (0,2–0,3 м) с железисто-марганцовистыми конкрециями и мощным оструктуренным, пестроокрашенным, растянутым (до 1 м) гор. Btg с сизо-серыми пятнами оглеения, которые наиболее интенсивны в верхней и средней его частях, с обилием черных железисто-марганцовистых конкреций.

Микростроение почвенной массы в гор. A_2lg отличается большой неоднородностью прежде всего за счет процессов оглеения. Здесь можно выделить два основных типа микроучастков: серо-белесые, обедненные плазмой, дезагрегированные, плотно упакованные с редкими обособлениями бурой поляризирующей глины внутри плазменно-пылевой основы и бурых гидроокислов железа, и более бурые, обогащенные гидроокислами железа, с железисто-глинистой плазмой, с комковатыми обособлениями темно-бурой гидроокиси железа. По порам — немногочисленные глинистые бурые кутаны иллювиирования. Верхняя часть гор. В характеризуется неоднородной бурой окраской, которая становится интенсивно бурой на микроучастках, обогащенных гидроокисью железа. Наряду с этим имеются белесые микроучастки, обедненные плазменными веществами. Почвенная масса агрегирована: агрегаты I порядка угловато-округлые, на поверхности некоторых из них — железистые кутаны. Характерно обилие глинистых слоистых кутан иллювиирования, светло-желтой с зеленоватым оттенком окраски, свойственной обычно глеевым горизонтам. Много обособлений гидроокислов железа в виде крупных слоистых темно-бурых ортштейнов, комковатых выделений внутри основы и их скоплений. Почвенная масса интенсивно переработана мезофауной (см. рисунок, б).

Микростроение гор. В в его средней части также неоднородно за счет концентрации гидроокислов железа на отдельных микроучастках наряду с обеднением ими зон с зеленовато-белесой окраской. В этой части профиля заметна своеобразная агрегированность почвенной массы в виде крупных (0,5–1 см) прямоугольных отдельностей с плотной упаковкой основы, разделенных порами растрескивания. В припоровых зонах видно осаждение гидроокислов железа. Внутриагрегатные округлые поры заняты светло-бурыми с зеленоватым оттенком глинистыми и бурыми железистыми кутанами иллювиирования. В основной массе видны многочисленные обособления темно-бурой гидроокиси железа с диффузными краями, в виде комковатых скоплений, нодулей и хлопьевидных выделений. В нижней части гор. Btg признаки интенсивного глеевого перераспределения выражены слабее, хотя и здесь в большом количестве видны бурые обособления гидроокислов железа с диффузными краями, микроортштейны. По порам также отмечаются светло-бурые глинистые и бурые железистые кутаны иллювиирования. В подстилающем почву рисском лёссе стяжения гидроокислов Fe и глинистые кутаны иллювиирования немногочисленны.

Таким образом, микроморфологические особенности почвы в разрезе Штраубинг свидетельствуют, так же как и ее морфология, о резко выраженном глеевом перераспределении гидроокиси железа внутри горизонтов и лессиваже. Вместе с тем признаки глеевых процессов отмечаются и в подстилающем почву рисском лёссе, в то время как микроморфологические исследования, а также полевые наблюдения свидетельствуют об отсутствии таковых в перекрывающих почву лёссовых отложениях. По-видимо-

му, имеющиеся данные позволяют говорить об участии в формировании почвенного профиля: 1) поверхностного оглеения, 2) лессиважа и 3) возможно, грунтового оглеения.

Псевдоподзолистые почвы, профиль: $(A_1) A_2l-A_2lBt-Bt-C$. Профиль резко дифференцирован на генетические горизонты: выделяется белесопалевый или палевый гор. A_2l с железисто-марганцовыми конкрециями, переходный $A_2l Bt$, бурый хорошо оструктуренный гор. Bt с обильной кремнеземистой присыпкой по граням структурных отдельностей и трещинам. Микростроение также сильно дифференцировано по генетическим горизонтам. Характерно неоднородное микростроение A_2l и особенно A_2lBt — горизонтов с четкими признаками выноса и перераспределения тонкодисперсной массы и гидроокиси железа внутри них, обилие глинистых кутан иллювирирования и скоплений гидроокислов железа, диффузного характера в Bt . Состав глинистых минералов и валовой состав ила по профилю монотонны и не соответствуют резкой дифференцированности почв по морфологии и микроморфологии.

Почвы с резко дифференцированным профилем, условно названные псевдоподзолистыми, имели широкое распространение на территории Средней и Восточной Европы. Условность названия связана с тем, что сейчас пока еще отсутствуют бесспорные критерии, позволяющие разделить псевдоподзолистые почвы Средней Европы и восточноевропейские дерново-подзолистые почвы. Поэтому точное определение генетической принадлежности ископаемых почв с резко дифференцированным суглинистым профилем, исходя только из их свойств, не представляется возможным. Отнесение нами почв с резко дифференцированным профилем к псевдоподзолистым основывается на том, что эти почвы во время микулинского межледникового формировались под суббореальной лесной растительностью (Гричук, 1973).

Одним из репрезентативных для почв такого строения является разрез близ г.Брянска, где микулинская почва, залегающая на глубине около 8 м от современной поверхности, отличается растянутым резко дифференцированным на горизонты профилем, состоящим из сильно осветленного белесовато-палевого гор. A_2l с обильными железистыми ортштейнами, мощностью около 0,2 м и иллювиального гор. Bt , представленного желтовато-бурый суглинком ячеисто-комковатой структуры с обильной кремнеземистой присыпкой по граням структурных отдельностей и трещинам, мощностью 1,2–1,5 м. Почва развита на лёссовом суглинке времени московского оледенения, нарушена мерзлотными деформациями типа элементарных ледяных жил (Величко, Морозова, 1973).

По микроморфологическим данным наблюдается четкая дифференцированность профиля: гор. A_2l — белесый, обесцвеченный, листоватого микростроения, обогащен темными плотными непрозрачными микроортштейнами, с редкими глинистыми кутанами по порам; Bt — желтовато-бурый, агрегированный (агрегаты I порядка, остроугольные с плотной упаковкой пылевато-плазменной основы, плазма — железисто-глинистая буровато-желтая, комковатая). Поры заполнены многочисленными скорлуповатыми глинистыми кутанами красновато- или буровато-желтой окраски, однородными или с незначительной примесью темных непрозрачных гумусовых частиц (см. рисунок, в).

Данные аналитических исследований не выявляют резкого различия по механическому и валовому составу в пределах почвенного профиля, как это можно было бы предполагать, исходя из морфологического строения профиля. Так, содержание ила в гор. A_21 — 8%, в Bt — 12%, распределение ила (по данным валового состава ила) по горизонтам свидетельствует о слабом его разрушении в процессе почвообразования: $SiO_2: R_2O_3$ для A_21 — 2,7, для Bt — 2,5. Нет заметного перемещения окислов алюминия. Распределение окислов железа более дифференцировано — 1,37% в A_21 ; 4,24% — в Bt .

Можно полагать, что основными элементарными процессами почвообразования при формировании почв такого строения, условно названных псевдоподзолистыми, были лессиваж и поверхностное оглеение. Доля участия подзолистого процесса не установлена вследствие указанных ранее причин. Светлая буроватая окраска плазмы в основе гор. Bt , отсутствие аморфных хлопьевидных и комковатых выделений аморфной гидроокиси железа, невыраженность чешуйчато-волоконистой и спутанно-волоконистой форм оптически ориентированных глин свидетельствуют о значительно меньшем участии процессов оглинивания при межледниковом лесном почвообразовании в центральной части Восточной Европы по сравнению со Средней Европой и даже западными окраинами Русской равнины (Морозова и др., 1979).

Пространственное размещение почв во время микулинского межледниковья в пределах Средней Европы приближалось к тому, которое наблюдается сейчас в дневном голоценовом почвенном покрове на этой территории. Бурые лесные (браунерде) и бурые лесные псевдоподзолистые (парабраунерде) почвы были приурочены ко внутренним районам Средней Европы с умеренным гумидным субконтинентальным климатом. Во влажных климатических областях, например в Саксонии, развивались глеевые псевдоподзолы (псевдоглей). Почвы такого строения известны также в центральной депрессии верхнего Дуная (Бавария). Повсеместное распространение почв с резко дифференцированным профилем (псевдоподзолистых), со слабым проявлением процессов оглинивания отмечается начиная с Меховской и Люблинской возвышенностей (Польша) и вплоть до северной части бассейна р. Дона (возможно, и восточнее).

Процессы оглинивания почвенной массы *in situ* были характерны (так же как и сейчас) преимущественно для Средней Европы. Микроморфологически это выразилось в равномерном оглинивании и обогащении гидроокислами железа плазмы, наличии хлопьевидных выделений гидроокислов железа, чешуйчато-волоконистом микростроении оптически ориентированных глин, в горизонтах Bm и Bmt бурых лесных и бурых псевдоподзолистых почв. В гор. A_21 и Bmt бурых псевдоподзолистых почв появляются кутаны илловирирования. В условиях повышенного увлажнения формировались глеевые псевдоподзолы, для микростроения которых были характерны резко выраженное перераспределение железа внутри горизонтов с различного типа новообразованиями гидроокислов железа, сложные и оглеенные глинистые кутаны по порам. В более континентальных районах Восточной Европы процессы оглинивания не играли значительной роли. Наиболее характерным признаком микростроения гор. В почв с резко дифференцированным профилем (псевдоподзолистых) — наиболее распространенного

типа лесных почв для Восточной Европы — являются глинистые кутаны иллювиирования по порам на фоне светлой пылевато-глинистой основы.

Таким образом, комплекс данных о микростроении лесных почв микулинского межледникового умеренного пояса Европы свидетельствует о проявлении тех же элементарных почвообразовательных процессов или древнем педогенезе, что и в голоценовых почвах (оглинивание, лессиваж, поверхностное оглеение, оподзоливание). Их географическая приуроченность также сопоставима с современностью.

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А., Морозова Т.Д. Почвенный покров верхнеплейстоценового (микулинского) межледникового. — В кн.: Палеография Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1973.

Герасимов И.П. Природа и сущность древних почв. — Почвоведение, 1971, № 1.
Герасимова М.И. Микроморфология псевдоподзолистых почв Предкарпатья. — В кн.: Микроморфологический метод исследования генезиса почв. М.: Наука, 1966.

Гричук В.П. Растительность Европы в верхнеплейстоценовое (микулинское) межледниково. — В кн.: Палеография Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1973.

Добровольский Г.В., Морозова Т.Д., Шоба С.А. Применение микроморфологического метода для диагностики погребенных и древних (реликтовых) почв. — Тр. X Междуна. конгр. почвоведов, Комиссии VII и V. М., 1974, т. 7.

Минашина Н.Г. Оптически ориентированные глины в почвах. — Почвоведение, 1958, № 4.

Морозова Т.Д., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Минералогические особенности и микростроение ископаемых лесных почв. — Почвоведение, 1979, № 6.

Ромашкевич А.И., Герасимова М.И., Турзина Т.В. Формирование микростроения почв гумидного ряда. — В кн.: Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1978.

Русанова Г.В. Особенности микростроения подзолистых почв среднетаежной подзоны Коми АССР в связи с их генезисом. — Тр. X Междуна. конгр. почвоведов. Комиссии VII и V. М., 1974, т. 7.

Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент. — В кн.: Изучение и освоение природной среды. М., 1976.

Целищева Л.К., Зонн С.В. Морфология и микроморфология лессивирования и псевдооподзоливание в почвах Русской равнины. М.: Наука, 1974.

Ярилова Е.А., Рубилина Н.Е. Микроморфология дерново-подзолистых почв на морене и покровных суглинках. — Почвоведение, 1975, № 6.

Brunnacker K., Semmel A. Mainfränkische Platte. — In: Exkursionführer durch Lösungsgebiete Süddeutschlands. INOUA. Lösskommission, 1974.

Kubiens W.L. The soils of Europe. L., 1953.

Kubiens W.L. Micromorphological features of soil geography. New Brunswick, 1971.

Kundler P. Waldbodentypen der Deutschen Demokratischen Republic. B., 1965.

Lieberoth I. Einige Bemerkungen zu paleopedologischen Problemen bei der Gliederung der Lössе. — Ber. geol. Ges. DDR, 1964, Bd. 9, H. 6.

МИКРОСТРОЕНИЕ МОРЕН И ФАКТОРЫ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

М.А. Фаустова

Для понимания связи "почвообразующая порода — почва" и возможности наследования почвой признаков и свойств материнской породы представляется интересным рассмотреть вопрос об особенностях микростроения морен. Микростроение морен формируется в условиях своеобразно протекающих процессов ледового литогенеза, обуславливающих наследование мореной текстур мореносодержащего льда.

Микростроение морен древних плейстоценовых оледенений, являющихся почвообразующими породами на больших пространствах, будет определяться степенью сохранности текстур мореносодержащего льда и признаками, приобретенными под влиянием гипергенных процессов. Гипергенное преобразование морен не привело к их полному разрушению. Высокая степень сохранности текстур мореносодержащего льда в моренах связана, по-видимому, с образованием морен в условиях сухого и холодного климата. Факторами, влияющими на характер микростроения, являются также гранулометрический состав и минералогия тонкодисперсных фракций.

Микростроение морен характеризуется наличием трех элементов, сочетание которых определяет тип микростроения: 1) основной или цементирующей массы, состоящей из смеси алевритово-глинистых частиц, главным образом гидрослюд, кварца, полевых шпатов, пелитоморфного карбоната; 2) скелета или обломочной составляющей, представленной зернами кварца, полевых шпатов, тяжелых минералов, обломками пород и органическими остатками; 3) оптически ориентированных глин — агрегатов глинистых частиц, обладающих оптическими свойствами кристаллического тела. Их соотношение и сочетание определяют тип микростроения.

Полное изучение микростроения морен предполагает исследование каждого из трех элементов, позволяющее выявить распределение и ориентировку песчано-алевритовых частиц, присутствие и характер оптически ориентированных глин, степень изменения и коррозии минеральных зерен, степень их окатанности, характер ожелезнения вещества морены, трещиноватости, пористости, присутствие органических остатков и т. п.

На основании проведенных исследований выявляется связь микростроения с фаціальным составом морен и становится возможным выделение признаков, унаследованных от мореносодержащего льда и приобретенных в ходе гипергенеза.

К унаследованным признакам относятся прежде всего ориентировка частиц песка и крупного алеврита в направлении движения льда, что доказано в том числе и специально выполненными в шлифах и микромонолитах исследованиями (Seifert, 1954; Sitler, Chapman, 1955; Harrison, 1957a; Корина, Фаустова, 1963; Лаврушин, 1976; Матвеев, 1976).

Вторым унаследованным признаком являются определенные тексту-

ры (тип строения) оптически ориентированных глин. В срезах, параллельных плоскостям скола, реже — базисным плоскостям кристаллов льда, наблюдается ориентация глинистого материала, образующая, согласно плоскостям скола, параллельно-чешуйчатую или волокнистую текстуру оптически ориентированных глин. Первое объяснение такой оптической ориентации глины в моренах в связи с ледовым литогенезом принадлежит Ситлеру и Чепману (Sitler, Chapman, 1955; Sitler, 1968). Ими была обнаружена в горизонтальных шлифах одинаковая направленность или параллельность алевритовых чешуек и зерен алеврита, названная авторами микролистоватостью. Измерения показали, что микролистоватость согласуется с направлением движения льда. Секущая ее или реже параллельная ей волокнистая текстура, образованная прожилками-волоконками шириной 20–30 мм, с более совершенной ориентировкой алевритово-глинистых агрегатов размером $\sim 0,1$ мм, была названа авторами жилковатостью. Механизм ориентации алевритовых и глинистых частиц в первом случае объяснялся вращением зерен, стремящихся в условиях анизотропного сжатия занять положение, параллельное плоскостям скольжения, во втором случае — эффектом сдвига вдоль плоскостей скольжения при послойном отложении морены из основания движущегося льда.

В глинистых моренах микролистоватость выражена лучше, поскольку она не нарушается препятствиями — песчаными зёрнами. Вдоль поверхности последних алевритово-глинистые агрегаты располагаются по касательной, образуя оболочки, а вблизи углов зерен оптически ориентированная глина имеет беспорядочное чешуйчатое строение.

Следует подчеркнуть, что ориентация чешуй глинистых минералов в направлении движения льда отмечается лишь в срезах, параллельных плоскостям скола, и отсутствует в перпендикулярных срезах. Расположению базисных плоскостей кристаллов льда может соответствовать сетчатая или перпендикулярно-волокнистая текстура оптически ориентированных глин, описанная в моренах Н.А. Кориной и М.А. Фаустовой (1963), если она наблюдается за пределами почвенного профиля и ее возникновение не связано с почвообразующими процессами.

Вторичные, или приобретенные, черты микростроения являются результатом последующего, постседиментационного преобразования первоначального микростроения морены.

Под влиянием мерзлотных процессов формируются характерные микротекстуры, связанные с перемещением обломочного и глинистого материала и его переориентировкой. Основная масса может приобрести агрегатное строение, которое наблюдалось автором в морене, выполняющей стенки мерзлотных трещин (Фаустова, 1980). Агрегаты представлены неполяризующей глиной и мелким обломочным и алевритовым материалом (рисунок, а).

Криогенная дифференциация зерен скелета ведет к образованию микрополигонов и скоплений зерен. В моренах валдайского оледенения нами наблюдались микрополигоны в виде колец или полуколец диаметром от 0,8 до 3 мм, образованных обломочными зёрнами размером от 0,2 до 0,5 мм. Наблюдались и "оболочки" из мелких песчаных обломков и частиц крупного алеврита вокруг более крупных обломков (Фаустова, 1973; Конищев и др., 1973).

Частота встречаемости и размеры микрополигонов в моренах разных этапов деградации последнего оледенения оказались различны, что связано, вероятно, с разной степенью криогенного преобразования морен. Криогенная природа микрополигонов как результат неоднократного промерзания—протаивания доказана к настоящему времени специальным моделированием и др. Типы криогенной дифференциации обломков в моренах представлены менее разнообразно, чем в других типах четвертичных отложений, например покровных суглинках, где наблюдались явления выжимания крупных зерен на стенки трещин и в поры. Криогенная оптическая ориентация глин в моренах изучена слабо. По наблюдениям в почвах и покровных суглинках известны специфические криогенные текстуры оптически ориентированных глин, такие, как крупночешуйчатая в зоне неоднократного промерзания—протаивания, кольцевая в условиях периодического промораживания и сильного увлажнения на протяжении длительного времени (Конищев, Фаустова, 1966; Конищев и др., 1973; Семина, 1973).

Изучение морен, проведенное автором в шлифах, показывает, что в моренах присутствуют только начальные стадии формирования оболочек оптически ориентированных глин вокруг агрегатов, если основная масса имеет агрегированное строение.

Солифлюкционные и склоновые процессы вызывают переориентировку обломочного и крупноалевритового материала согласно направлению склона. Своеобразное микростроение имеют морены, переотложенные в водной среде. Для морен, формировавшихся в субаквальной обстановке на границе с приледниковыми водоемами, и морен, частично переотложенных при проксимальном расширении водоема, следовавшим за отступавшим ледниковым краем, характерно (по крайней мере, в верхней части разреза) чередование глинистых и опесчаненных прослоев. В микростроении наблюдаются также слоистые микротекстуры, обусловленные неодинаковой оглиненностью, ожелезненностью и размерностью материала (см. рисунок б), присутствуют включения обломков тонкослоистых глин и алевритов (Шумилова, 1971, 1974; Фаустова, 1973). Зерна скелета располагаются, как правило, параллельно своей длинной оси, степень ориентации глинистого материала повышается. Глинисто-железистые стяжения имеют нечеткие края. Появление нечеткой микрослоистости в микростроении морен канадскими авторами (Evensone et al., 1977) связывается с существованием полупластичных потоков, стекавших от края льда в приледниковое озеро и формировавших особую фазию потоковой морены. Как показывают наши наблюдения, подобные микротекстуры вообще характерны для морен, формировавшихся в субаквальных условиях на границе лед—приледниковое озеро.

Следует ожидать, что в моренах различного фациального состава будет меняться тип микростроения (микротекстура). В этом отношении сделано немного наблюдений, но уже имеющиеся данные позволяют выявить следующие взаимосвязи. Так, в основных моренах, где признаки ледового литогенеза наиболее ярко выражены, типы микротекстур можно свести к следующим: 1) компактной или монолитной, характеризующейся базальным типом цемента и плотной упаковкой зерен, преимущественно мелкочешуйчатой текстурой оптически ориентированных глин. Несмотря на плот-

ную упаковку зерен, их распределение в поле шлифа более или менее равномерное. Глинистые пленки вокруг зерен встречаются редко (см. рисунок, в); 2) флюидалной (в моренах, образованных в результате послонно-дифференцированного пластического течения льда), с присутствием изгибающихся слойков из зерен мелкого песка и алеврита. Подобная микротекстура описана А.И. Гайгаласом (1971) в горизонтальных срезах из опесчаненных морен. Песчаные зерна и чешуи гидрослюды расположены согласно направлению движения льда. Иногда наблюдается прерывистая слоистость, часто с микросдвигами (Фаустова, 1973). В слойках встречается однонаправленное размещение зерен. В морене с таким микростроением отмечается высокая степень ориентации глинистых частиц внутри чешуек. Может присутствовать параллельно-волоконистая текстура глин, оптически ориентированных в направлении плоскостей скольжения.

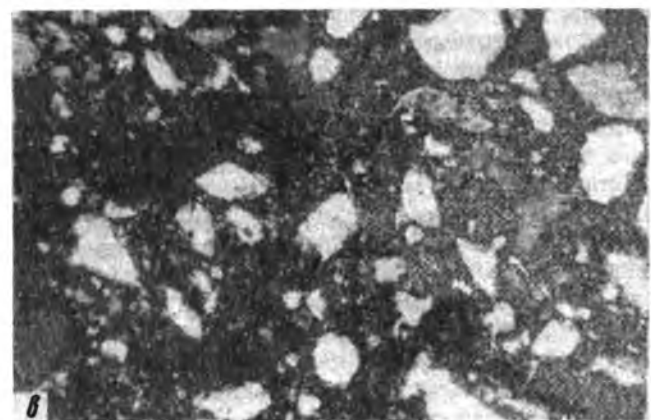
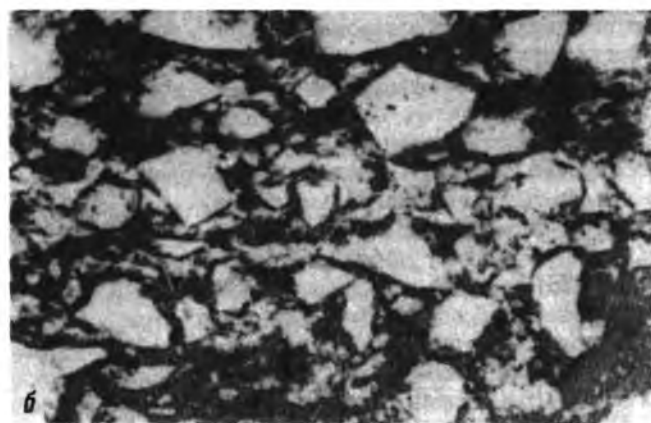
Кроме двух упомянутых типов микротекстуры, в основных моренах наблюдаются текстуры обтекания и уплотнения или сдавливания, образованные соответствующей группировкой более мелких песчаных и алевритовых частиц вокруг более крупных (см. рисунок, г).

Зерна скелета часто несут следы деформаций, которым особенно подвержены обломки осадочных глинистых пород. Это дробление, часто с отчленением и растаскиванием, брекчированность с дроблением и надвигом одних кусков обломка на другие. Наиболее сильное истирание имеет место на плоскостях сдвигов и скольжения.

Сходные черты микростроения могут иметь, по-видимому, некоторые из краевых морен, а именно, морены напора. В них отмечаются (Derbyshire, McGown, 1976) плотная упаковка частиц "зерно к зерну" и ориентировка алевритового и глинистого материала параллельно крупным частицам. Наблюдения автора над микростроением морен, которые по сумме признаков были отнесены к абляционным и абляционно-солифлюкционным разностям, свидетельствуют о большем разнообразии микротекстур в них по сравнению с основными моренами тех же стратиграфических горизонтов. Для типичной абляционной морены, материал которой практически не испытывал перемещения, характерны наиболее грубый состав и плохая сортировка; ориентировка обломков в направлении движения льда отсутствует. В микростроении отсутствуют признаки ледниковой транспортировки и какой-либо дифференциации и сортировки обломочного и глинистого материала. Характерно свободное, "рыхлое" размещение частиц в основной массе. В шлифе присутствуют обычно зерна разных размерностей (см. рисунок, д). Текстура оптически ориентированных глин микрочешуйчатая и агрегатная, причем степень оптической ориентировки индивидуальных частиц ниже, чем в других разновидностях морен. Наблюдается значительное изменение зерен.

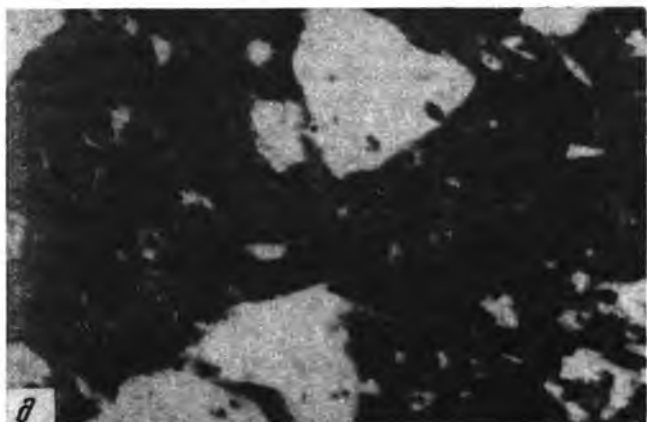
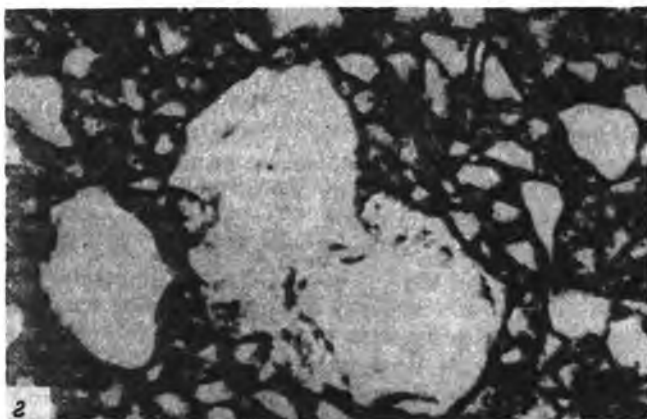
Абляционно-солифлюкционная морена отличается значительными изменениями состава и плотности на большем расстоянии. По наблюдениям в шлифах можно заключить, что глинистое вещество (вместе с частицами песка и алеврита) испытывало перемещение. В основной массе присутствуют как обогащенные глиной, так и скелетные участки.

Обломки на отдельных участках шлифа имеют однонаправленное (наклонное и близкое к вертикальному) размещение. Преобладает грубо-



Типы микростроения морен

a – агрегатное микростроение морены среднего плейстоцена, выполняющей стенки мерзлотных трещин, X 90, ник. ||; *б* – микрослоистость в морене верхнего плейстоцена, сформировавшейся на границе с приледниковым озером, X 90, ник. ||; *в* – монолитное микростроение основной морены, X 90, ник. +; *г* – микротекстуры уплотне-



ния (с деформацией крупного зерна), X 45, ник. !; *d* – микростроение абляционной морены, X 32, ник. +; *e* – вертикальное и близкое к нему расположение зерен и следы передвижения глинистого вещества в абляционно-солифлюкционной морене, X 90, ник. +

чешуйчатая текстура оптически ориентированных глин, но наблюдаются также натечная и пленочная (вокруг зерен). Натечки имеют часто округлые края и отделяются трещинами от основной массы. Внутри них наблюдаются включения алевритовых и мелких песчаных зерен. Особенности микротекстуры свидетельствуют о том, что материал морены находился в текучем состоянии, и, по-видимому, сразу после отложения морены началось его передвижение и заполнение мелких отрицательных форм подстилающей поверхности при вытаивании льда (см. рисунок, е). Зерна минералов сильно изменены в связи с легким проникновением в неплотный субстрат растворов и большой ролью в них гидроокислов железа. Последующее воздействие мерзлотных процессов может привести к коагуляции глинистого вещества и образованию глинистых стяжений с алевритовым и мелким обломочным материалом внутри.

При солифлюкционном переотложении материала по склону морена характеризуется нечеткой слоистостью, проявляющейся и в микростроении за счет чередования материала разного гранулометрического состава. Отмечается ориентировка длинных осей песчаных частиц в направлении склона. Встречаются участки с оптической ориентацией глин (параллельная и параллельно-волокнистая текстура), совпадающей с направлением длинной оси обломков. Основная масса сильно и неравномерно ожелезнена.

Приведенный перечень микротекстур не исчерпывает все особенности микростроения морен. Тем не менее при анализе почвенных профилей, развитых на моренном субстрате, следует иметь в виду возможность наследования почвой тех или иных особенностей микростроения, присущих морене. Это, в первую очередь, относится к ориентации обломочного и глинистого материала. Вышеприведенные наблюдения над текстурами оптически ориентированных глин в горизонтальных срезах морен показывают, что параллельно-чешуйчатое и волокнистое микростроение глинистой плазмы почвы не обязательно связано с почвенными процессами.

В почвенных профилях, развитых на моренах, преобразованных солифлюкционными процессами (непосредственно в период отложения морены или после него), могут встречаться унаследованные натечные формы оптически ориентированной глины.

Подводя итоги, следует отметить, что при анализе микростроения почв на моренном субстрате необходимо учитывать фашиально-генетическую принадлежность морены и характер свойственных ей микротекстур, а также возможную сохранность первичных черт микростроения, связанных с ледовым литогенезом, и развитие вторичных признаков вследствие преобразования моренного материала мерзлотными, склоновыми процессами, переотложением в водной среде и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

Гайгалас А.И. Структура, текстура и генетические разновидности основных морен. — В кн.: Строение и морфогенез Среднелитовской моренной равнины. Вильнюс: Изд. АН Лит. ССР, 1971.

Гентнер А.Ф. Четвертичные тиллиты Исландии. — В кн.: Вещественный состав основных морен. Материалы междунар. симп. М., 1978.

Конищев В.Н., Фаустова М.А. Микростроение покровных лёссовидных образований Большеземельской тундры. — В кн.: Геология кайнозоя Севера Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966.

Конищев В.Н., Фаустова М.А., Rogov В.В. Отражение криогенных явлений в микростроении четвертичных отложений. — В кн.: Микроморфология почв и рыхлых отложений. М.: Наука, 1973.

Корина Н.А., Фаустова М.А. К вопросу о микростроении ледниковых отложений. — Почвоведение, 1963, № 9.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976.

Матвеев А.В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976.

Семина Е.В. Микроморфологические особенности серых лесных почв Красноярской лесостепи. — В кн.: Микроморфология почв и рыхлых отложений. М.: Наука, 1973.

Фаустова М.А. Микростроение и состав морен в бассейне р. Куныя. — В кн.: Микроморфология почв и рыхлых отложений. М.: Наука, 1973.

Фаустова М.А. Палеогеографическое значение фациального анализа абляционных морен. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 3.

Шумилова Е.В. Минералого-петрографическая характеристика четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири. М.: Наука, 1971.

Шумилова Е.В. Литология и генезис доказанцевских четвертичных отложений низовий Оби. — Тр. Ин-та геологии и геофизики, 1974, вып. 158.

Derbyshire E., McGown A. Total fabric of some till landforms. — Earth Surface Proc., 1976, vol 1, N 1.

Harrison P.W. A clay-till fabric: its character and origin. — J. Geol., 1957a, 65, N 3.

Harrison P.W. New technique for three dimensional fabric analysis of till and englacial debris containing particles from 3 to 40 mm in size. — J. Geol., 1975b, vol. 65, N1.

Evensone E., Dreimanis A., Mewsone J. Subaquatic flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits. Boreas, Oslo, Vol. 6.

Seifert G. von. Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Genschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ostwagrien und dem danischen Wohld. Meyniana. — Veröff. Geol. Inst. Univ. Kiel, 1954, Bd 2.

Sitler R.F., Chapman C.A. Microfabric of till from Ohio and Pennsylvania. — J. Sediment. Petrol., 1955, vol. 25, N 4.

Sitler R.F. Glacial in oriented thin sections. — In: Rep. of the 23rd. Intern. Geol. Congr./Genesis and Classification of Sedimentary Rocks/Czechoslovakia, 1968. Vol. 8.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Микроморфология почвообразовательных процессов	6
<i>М.И. Герасимова, А.И. Ромашкевич, Т.В. Турсина.</i> Микроморфологические особенности элювиально-поверхностно-глеевого процесса	6
<i>С.А. Шоба, П.Н. Балабко.</i> Микростроение и состав марганцево-железистых новообразований почв лесной зоны	21
<i>В.О. Таргульян, Л.К. Целищева.</i> Трещинная сеть дерново-подзолистых почв и партлювация вещества в профиле (опыт макро- и мезоморфологического исследования)	33
<i>Л.А. Гришина, Е.А. Ярилова, А.Д. Мягкова, Г.Н. Фомина.</i> Микроморфология органопрофилей слабоподзолистой и дерново-скрытоподзолистой почв	69
<i>Т.В. Турсина, Е.И. Панкова, И.А. Ямнова.</i> Изучение морфологии легко- и труднорастворимых солей и микростроения засоленных почв	89
<i>В.В. Добровольский.</i> Микроморфология новообразований гидроксидов железа и гиббсита в тропических продуктах выветривания	109
<i>С.В. Губин.</i> Диагностика начальных этапов изменения луговых почв с помощью микроморфологического метода	121
Микроморфология генетических типов почв	130
<i>Е.А. Ярилова, Е.М. Самойлова, А.Н. Поляков, В.И. Makeева.</i> Микроморфология черноземов Русской равнины	130
<i>В.В. Медведев.</i> Сравнительный анализ водно-физических свойств и микростроения чернозема типичного и темно-каштановой почвы УССР	139
<i>С.А. Шоба, В.Н. Бганцов, И.С. Урусевская, Н.Н. Матиян.</i> Микроморфология поверхностно-переувлажненных почв на ленточных глинах	153
<i>Г.В. Русанова.</i> Микроморфология болотно-подзолистых и болотных почв северотаежных лесов Европейского Северо-Востока	179
<i>А.Н. Геннадиев, М.И. Герасимова.</i> Микростроение неглеевых текстурно-дифференцированных почв (типик гаплудальфы, или серо-бурые подзолистые почвы, США)	192
<i>Е.М. Самойлова, В.И. Makeева, П.Н. Балабко.</i> Микроморфология пойменных почв умеренного пояса	201
<i>Т.Д. Морозова.</i> Микроморфология лесных почв микулинского межледниковья в связи с их генезисом	209
<i>М.А. Фаустова.</i> Микростроение морен и факторы, его определяющие	220

УДК 631.472.61 : 631.472.64

Герасимова М.И., Ромашкевич А.И., Турзина Т.В. Микроморфологические особенности элювиально-поверхностно-глеевого процесса. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Выявлены характерные признаки элювиально-поверхностно-глеевого процесса на трех группах различных почв с максимальным его проявлением: псевдоглейх под широколиственными лесами Предкавказья, субтропических глеевых псевдоподзолах Аджарии и предалтайских степных глеевых солодах. Элювиальное поверхностное оглеение диагностируется микроморфологически раздельной миграцией железа и глины, двухъярусностью профильного распределения железистых новообразований, упрощением строения плазмы. Модификация главных признаков в каждой группе почв определяется их географическим положением, т. е. различиями в сезонных циклах.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 13 назв.

УДК 631.472.622

Шоба С.А., Балабко П.Н. Микростроение и состав железисто-марганцовистых новообразований почв лесной зоны. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Методами растровой электронной микроскопии и рентгеновского микроанализа проведена диагностика соединений железа и марганца в различных по форме новообразованиях почв лесной зоны. Показано, что железистые аккумуляции имеют преимущественно глобулярную форму, марганцовые — сотообразную. Органические соединения препятствуют формированию хорошо окристаллизованных соединений Fe и Mn. Делается вывод о преимущественной физико-химической природе формирования концентраций.

Ил. 5. Библ. 17 назв.

УДК 631.472 : 631.445.2

Таргульян В.О., Целищева Л.К. Трещинная сеть дерново-подзолистых почв и партлювация в профиле (опыт макро- и мезоморфологического исследования). — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Дан анализ морфометрии трещинной сети дерново-подзолистых почв. Он включает данные по количеству трещин, суммарной и средней ширине, "емкости" (объему) трещин и изменению этих величин по профилю. Дается морфометрическая характеристика внутритрещинной массы (ВТМ): встречаемость, вертикальное распределение разных типов внутритрещинных морфонов и "вес" каждого морфотипа в составе ВТМ. Предлагается классификация и диагностика морфотипов ВТМ. Дана генетическая оценка роли трещин и ВТМ в генезисе суглинистых дерново-подзолистых почв. Описывается методика полевого морфометрического изучения трещинной сети.

Табл. 2. Ил. 6. Библ. 18 назв.

УДК 631.472.5 : 631.445.2

Гришина Л.А., Ярилова Е.А., Мягкова А.Д., Фомина Г.Н. Микроморфология органопрофилей слабоподзолистой и дерново-скрытоподзолистой почв. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

На основе иерархической системы морфологических единиц органического вещества дано описание органопрофилей типа "мор" и "модер" подзолистой и дерново-скрытоподзолистой лесных почв. Выявлены существенные различия комплекса микроформ органического вещества отдельных горизонтов и профи-

лей в целом. Особенно подробно исследована микро- и субмикроморфология подстилок, которые рассмотрены как эктомегаформы органопрофиля лесных почв.

Ил. 2. Библ. 20 назв.

УДК 631.472 : 631.445.52

Т у р с и н а Т.В., П а н к о в а Е.И., Я м н о в а И.А. Изучение морфологии легко- и труднорастворимых солей и микростроения засоленных почв. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Даются основы подходов изучения микростроения засоленных почв, а также основные этапы их изучения. На основании макро-, мезо- и микроморфологической характеристики солончаков Монголии рассматриваются вопросы влияния количества солей, их минералогического состава, а также характера их концентрирования на строение отдельных горизонтов и тонкодисперсной массы.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 16 назв.

УДК 631.472.622.

Д о б р о в о л ь с к и й В.В. Микроморфология новообразований гидроксидов железа и гиббсита в тропических продуктах выветривания. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Обобщены результаты изучения микроморфологии новообразований гидроксидов железа и алюминия в неоген-плейстоценовых продуктах выветривания многих тропических стран. Микротекстурно-структурная характеристика новообразований дается на основе комплексного исследования с применением кристаллооптического и рентгеноструктурного анализа, методики работы с прозрачными и полированными шлифами, а также с раствором электронным микроскопом.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 8 назв.

УДК 631.472.8

Г у б и н С.В. Диагностика начальных этапов изменения луговых почв с помощью микроморфологического метода. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Сравнение микростроения почв разной степени поемности, обусловленной зарегулированием поймы Дона плотиной Цимлянского гидроузла, позволило диагностировать начальные этапы изменения аллювиальных луговых темноцветных слитых почв в условиях активной аридизации пойменного ландшафта. Эти изменения указывают на приобретение в настоящее время слитыми почвами черт степного почвообразования и ослабление признаков лугового процесса, в частности перераспределение соединений железа в верхних горизонтах.

Табл. 3. Ил. 1. Библ. 9 назв.

УДК 631.445.4; 631.472.8

Я р и л о в а Е.А., С а м о й л о в а Е.М., П о л я к о в А.Н., М а к е е в а В.И. Микроморфология черноземов Русской равнины. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Приведены исследования микростроения черноземов разных фаций Русской равнины, дана детальная характеристика гумусообразования и карбонатно-миграционного процесса. Губчатость и биогенная агрегированность целинных черноземов при распашке часто меняются блоковой структурой.

Библ. 17 назв.

УДК 631.43 (477) : 631.472.8

М е д в е д е в В.В. Сравнительный анализ водно-физических свойств и микростроения чернозема типичного и темно-каштановой почвы УССР. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

На основании сопряженных исследований водно-физических свойств и микростроения почв установлено, что у чернозема типичного в сравнении с темно-каштановой почвой более благоприятны показатели плотности сложения, структурно-агрегатного состава, выше агрономическая ценность структурных отдельностей, содержание в них корней, лучше водопроницаемость, соотношение между прочно (рыхло)-связанной и капиллярной формами влаги. Для диагностики процессов формирования структур, миграции влаги, воздухообмена важны следующие особенности микростроения агрегатов и видимого порового пространства: размер по вертикали и горизонтали, форма, порядковость, состав и распределение клеящего материала в агрегате, заполненность пор тонкодисперсной частью, соотношение меж- и внутриагрегатной пористости.

Табл. 2. Библ. 9 назв.

УДК. 631.472.:631.445.152

Ш о б а С.А., Б г а н ц о в В.Н., У р у с е в с к а я И.С., М а т и н я н Н.Н. Микроморфология поверхностно-переувлажненных почв на ленточных глинах. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены особенности микростроения, организации и генезиса поверхностно-переувлажненных почв, сформированных на озерно-ледниковых ленточных глинах Северо-Запада РСФСР. Проведено сравнение исследуемых почв с дерново-подзолистыми почвами на лёссовидных глинах и покровных суглинках. Показано, что на организацию генетического профиля поверхностно-переувлажненных почв, сформированных на ленточных глинах, наибольшее влияние оказывают слоистость и специфическое микростроение почвообразующей породы. В переорганизации почвенной массы главную роль играют набухания и усадки.

Табл. 4. Ил. 5. Библ. 18 назв.

УДК 631.445.12:631.445.2:631.472

Р у с а н о в а Г.В. Микроморфология болотно-подзолистых и болотных почв северотаежных лесов Европейского Северо-Востока. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Представлены результаты мезо-микроморфологического анализа торфянисто-подзолисто-глеяватой, торфяно-подзолисто-глеевой и торфяно-глеевой почв, формирующихся на пылеватых суглинках в бассейне верхнего течения р. Печоры. Проводится сравнение с автоморфными глееподзолистыми почвами этого же района. Делается вывод о полигенетичном характере почв.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 16 назв.

УДК 631.445.24:631.472

Г е н н а д и е в А.Н., Г е р а с и м о в а М.И. Микростроение неглеевых текстурно-дифференцированных почв (типик гаплюдальфы, или серо-бурые подзолистые почвы, США) — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Главная особенность профиля серо-бурых подзолистых почв — отчетливая текстурная дифференциация при отсутствии поверхностного оглеения. Анализом факторов почвообразования, морфологии и микроморфологии профиля

исключается его участие в почвообразовании. Обсуждаются механизм дифференциации профиля и роль процессов выветривания первичных минералов в формировании глинистого материала почвы.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 16 назв.

УДК 631.482.1 : 631.472

С а м о й л о в а Е.М., М а к е е в а В.И., Б а л а б к о П.Н. Микроморфология пойменных почв умеренного пояса. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Обобщены многолетние исследования по микроморфологии пойменных почв лесной зоны и лесостепи. В статье дается микроморфологическая диагностика аллювиального процесса, гидрогенной аккумуляции веществ, гумусоаккумуляции, структурообразования, оглеения сегрегации и иллоинирования органо-минеральной плазмы. Микроморфологический метод исследования позволил выявить дополнительные признаки зональных особенностей почвообразования в поймах рек.

Библ. 13 назв.

УДК 631.487 : 631.472

М о р о з о в а Т.Д. Микроморфология лесных почв микулинского межледниковья в связи с их генезисом. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Микроморфологический метод позволил дифференцированно изучить детали строения почв, обусловленные процессами древнего педогенеза и вторичными процессами, сопутствовавшими погребению. Основное внимание уделено группе руководящих признаков ископаемых почв, соответствующих почвообразованию оптимума микулинского межледниковья. При идентификации процессов древнего педогенеза в качестве эталонов использовались микроморфологические диагностические признаки современных лесных почв (бурых, бурых псевдоподзоленных, псевдоподзолистых и др.). К внутренним районам Средней Европы были приурочены бурые лесные почвы, а к восточным — почвы с текстурно-дифференцированным профилем.

Ил. 1. Библ. 17 назв.

УДК 522.122

Ф а у с т о в а М.А. Микростроение морен и факторы его определяющие. — В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Рассматриваются особенности микростроения морен в связи с возможностью наследования почвой свойств материнской породы. В микростроении морен выделены первичные признаки, связанные с процессами ледового литогенеза, и вторичные, приобретенные под влиянием гипергенных процессов. Тип микростроения морен находится в прямой зависимости от их фациального состава. Показано, что определенные типы ориентации обломочного и алевроново-глинистого материала, а следовательно, и типы строения оптически ориентированной глины не обязательно связаны с почвенными процессами.

Ил. 1. Библ. 19 назв.

2р. 70 к.