

О ДВУХ ФАЗАХ СПЕЦИФИЧЕСКОЙ СТАДИИ ПОДЗОЛИСТОГО МАКРОПРОЦЕССА

В.П. Градусов, А.С. Фрид, О.Б. Градусова

А.А. Роде (1937) сформулировал понятие «сущности подзолообразования». Она заключается в более быстром разрушении глинистых минералов коллоидов и ила, чем первичных минералов в подзолистом горизонте и полном выносе первичных продуктов разрушения за пределы почвенного профиля. Количество грубой части почвы (далее для краткости не-ила) увеличивается относительно, ее состав не изменяется или одинаково слабо изменяется по всему профилю. Роде рассмотрел четыре стадии подзолообразования. Первая – разрушения первичных минералов и образование вторичных, вторая – образование кислых продуктов разложения растительного опада, третья – замещение водородом поглощенных оснований, четвертая – разрушение вторичных минералов и образование элювиального и иллювиального горизонтов. Только четвертая стадия является специфической подзолистой в узком смысле.

Возникает вопрос о том, что происходит с изменениями твердой фазы почв специфической стадии подзолистого процесса во времени. Две части твердой фазы почв – ил и не-ил – существенно различаются по количеству и функционально в течение взаимодействия факторов почвообразования, формирования и развития подзолистого профиля. Ил почвообразующей породы в силу сравнительно меньшей устойчивости глинистых минералов и ограниченному его содержанию в породе – конечное образование. Вследствие высокой устойчивости основных минералов и большого содержания частиц запасы не-ила не ограничены.

А priori, после того как основная масса илистых частиц оказывается разрушенной, агрессия среды, в том числе кислотная должна быть направлена на относительно накопленные минералы не-ила. Вследствие всегда существующего физического выветривания неилистый материал оказывает влияние на состав и количество ила, тем более интенсивное, чем меньше ила породы осталось в горизонте.

Мы исследовали изменения твердой фазы почв сопоставлением расчетных значений и аналитических показателей основных оксидов неила и количества ила по элювиальной модели. Модель, разработанная С.А. Фридом, представляет собой алгебраическое уравнение вида

$$\text{Ил} = (O_{\text{пч}} - O_{\text{гр}}) / (O_{\text{ил}} - O_{\text{гр}}) 100, \quad (1)$$

где $O_{\text{пч}}$ – оксид (алюминия или кремния) почвенного горизонта, $O_{\text{ил}}$ – ил почвенного горизонта, $O_{\text{гр}}$ – оксид грубодисперсной части породы (не-ила).

Формула расчета оксида грубой части породы или горизонта ($O_{гр}$)

$$O_{гр} = ((O_{п} - O_{и}) (I_{п} / 100)) / (100 - I_{п}) / 100, \quad (2)$$

где $O_{п}$ и $O_{и}$ – оксиды Al_2O_3 и SiO_2 породы и ила, $I_{п}$ – ил породы, в долях.

В табл. 1 представлены расчетные (по формуле (2)) данные по количеству кремнезема и оксида алюминия в не-иле двух профилей типичных почв. В составе не-ила подзолистого почвенного горизонта происходит увеличение кремнезема по отношению к оксиду алюминия в верхних горизонтах. В дерново-подзолистом почвенном горизонте общий тренд изменений – уменьшение количества кремнезема. Соответственно этому в первой почве молекулярное отношение кремнезема к алюминию расширяется вверх по профилю, а во второй сужается. Из этого следует, что в реальных профилях почв происходят изменения не только ила, но и химического состава грубых частиц.

Из данных табл. 2 следует, что в целом элювиальная модель передает элювиальный тип распределений илистого вещества как подзолистого, так и дерново-подзолистого почвенного горизонта. Это вытекает из совпадения расчетных и аналитических данных о содержании ила и субпараллельного их следования вдоль почвенного профиля. Однако по профилям почв имеются расхождения между содержанием расчетного и аналитического ила. Особенно они значительны для данных в верхних горизонтах профилей.

Наибольшим сходством значений аналитического ила и его расчетных содержаний характеризуется типичная подзолистая почва Коми, для подзолистого горизонта оно минимально.

Можно назвать две причины расхождения аналитических и расчетных данных о содержании ила в подзолистом горизонте: 1) неоднородность почвообразующего материала и 2) особенности почвенных изменений твердой фазы на продвинутой фазе подзолистого макропроцесса.

Определим сходство гранулометрического состава подзолистого горизонта с каждым из других горизонтов и породы в дерново-подзолистом почвенном горизонте (табл. 3). Для этого используем кластерный метод А.С. Фрида. В полной форме состава подзолистого горизонта выделяется резкий уменьшением сходства со всеми другими горизонтами, в том числе и с прилежащими сверху (A1) и снизу (A2B и B1). В составе без ила картина иная.

Подзолистый горизонт, резко выделяющийся по соотношению расчетных и аналитических значений содержания ила, сходен с прилежащими иллювиальными горизонтами на уровне 80-60%. Постепенно вниз по профилю сходство уменьшается до 38% (порода).

Таблица 1. Содержание ила, оксидов алюминия и кремния в почве и не-иле, %

Гори- зонт	Глубина, см	Ил	Al ₂ O ₃		SiO ₂	
			почвы	не-ила	почвы	не-ила
Подзолистая типичная. Коми. Профиль 3 (Забоева, 1975)						
А пах	0–10	8	10,22	9,15	81,06	83,11
А пах	10–20	10	9,96	8,52	81,33	83,89
А пах	20–30	11	10,23	8,64	81,01	83,82
А2	30–38	8	9,69	8,5	80,9	83
А2В	38–48	16	11,36	9,14	78,53	82,57
А2В	48–58	25	12,45	8,84	76,51	83,42
В1	58–62	28	12,98	8,83	75,4	82,66
	62–72	27	12,92	8,94	75,42	82,34
	72–82	29	12,84	8,58	75,41	83,34
	82–92	31	12,9	8,14	75,41	84,22
	92–102	30	12,89	8,29	75,49	83,95
Â2	112–122	28	12,75	8,57	75,67	83,63
Дерново-подзолистая. Подмосковье. Профиль 100 (Фридланд, 1986)						
А1	3–12	9	8,91	7,68	82,43	84,51
А2 ₁	12–20	14	8,74	6,66	82,38	86
А2 ₂	20–30	11	8,04	6,44	83,76	86,6
А2В	30–45	26	11	7,31	78,36	84,89
	45–50	27	12,02	8,39	77,36	84,12
В/А2	50–60	30	11,95	7,6	76,95	84,72
	60–69	28	12,44	8,78	76,43	82,97
В1t	69–80	37	12,54	7,4	76,66	86,56
	90–100	33	12,8	8,39	76,3	84,64
В2tg	100–110	33	12,49	8,16	76,1	84,15
	110–120	33	13,7	10,14	74,7	81,55
В3tg	130–140	38	13,29	8,37	75,31	84,51
	140–150	37	12,86	9,01	75,9	83,74

Таблица 2. Аналитические и расчетные данные содержания оксидов алюминия и кремния, количества ила, %

Гори- зонт	Глубина, см	Ил			Разности	
		аналити- ческий (1)	расчетный по Al ₂ O ₃ (2)	расчетный по SiO ₂ (3)	(1)–(2)	(1)–(3)
Подзолистая типичная. Коми. Профиль 3 (Забоева, 1975)						
А пах	0–10	8	12	10	–2	–2
А пах	10–20	10	10	9	1	1
А пах	20–30	11	11	10	1	1
А2	30–38	8	8	10	–2	–2
А2В	38–48	16	19	19	–3	–3
А2В	48–58	25	26	26	–1	–1
В1	58–62	28	29	31	–3	–3
	62–72	27	29	30	–3	–3
	72–82	29	29	30	–1	–1
	82–92	31	29	30	1	1
	92–102	30	29	29	1	1
А2	112–122	28	28	28	0	0
Дерново-подзолистая. Подмосковье. Профиль 100 (Фридланд, 1986)						
А1	3–12	9	5	9	4	0
А21	12–20	14	4	10	10	4
А22	20–30	11	–1	5	10	6
А2В	30–45	26	20	25	6	1
	45–50	27	28	29	–1	–2
В/А2	50–60	30	27	31	3	–1
	60–69	28	31	33	–3	–5
В1т	69–80	37	31	32	6	5
	90–100	33	33	33	0	0
В2tg	100–110	33	31	34	2	–1
	110–120	33	40	39	–7	–6
В3tg	130–140	38	37	37	1	1
	140–150	37	37	37	0	0

Эти распределения сходства свидетельствуют, что подзолистый горизонт по гранулометрическому составу неилистой части направленно изменен по отношению ко всем нижележащим горизонтам, в том числе и породе, в результате постепенно нарастающих процессов без существенных перерывов по всей толще до гор. А1.

Существенно иная картина сходства гранулометрического состава в подзолистой почве Коми. Здесь сходство гранулометрического состава без ила подзолистого горизонта с каждым из остальных горизонтов, включая породу, удерживается на практически одинаковом высоком уровне. Ясно, что в этом профиле изменения грубой части были минимальны, что соответствует ее биоклиматическим факторам и возрасту.

Итак, расхождение аналитических и расчетных данных о содержании ила в подзолистом горизонте не является результатом неоднородности почвообразующей породы. Постепенность нарастания сходства каждого из предшествующих горизонтов (со стороны породы) свидетельствует о наличии почвенно-элювиальных изменений и об отсутствии седиментационных перерывов. Интенсивность почвенно-элювиальных изменений достигает максимума в подзолистом горизонте дерново-подзолистой почвы. С помощью сопоставлений с элювиальной моделью удастся установить такие изменения химического состава неилистой части твердой фазы в подзолистом горизонте, которые неразличимы в горизонтах профиля, содержащих много ила, унаследованного от породы.

Аккумулятивный горизонт выделяется низким сходством с гор. А2 по составу грубой части. Последнее можно рассматривать как результат преимущественно биогенных изменений.

Из двух указанных выше причин расхождения аналитических и расчетных данных о содержании ила в подзолистом горизонте остается подзолистый процесс.

Опираясь на представленные в табл. 1 и 2 материалы, а также результаты многочисленных минералогических, петрографических и микроморфологических наблюдений (Верба, 1992; Градусов, 1976), можно составить следующее представление об изменениях минералов не-ила при подзолообразовании. Существуют два частных процесса превращения твердой фазы подзолистого горизонта: 1) дробление химически устойчивых минералов не-ила, что приводит к увеличению количества илистых и коллоидных частиц, 2) растворение частиц не-ила, которое усиливается с уменьшением размеров новых частиц. Последнее препятствует увеличению количества илистых частиц за счет частиц не-ила. Время существования новых частиц ила уменьшается с сокращением их размеров. Соотношение интенсивностей этих двух процессов определяет размеры трансферизации (переброски) частиц не-ила в частицы илистой размерности.

Таблица 3. Соотношение сходства полного гранулометрического состава с состава без ила почв, %

Горизонт	Глубина, см	Без ила	Полный
<i>Типичная подзолистая. Коми. Профиль 3 (Забоева, 1975)</i>			
A пах	0–10	82	71
A пах	10–20	76	68
A пах	20–30	82	76
A2	30–38	100	100
A2B	38–48	75	59
A2B	48–58	68	40
B1	58–62	86	36
	62–72	68	37
	72–82	93	35
	82–92	84	34
	92–102	72	34
B2	112–122	82	36
<i>Дерново-подзолистая. Подмосковье. Профиль 100 (Фридланд, 1986)</i>			
A1	3–12	37	40
A21	12–20	85	77
A22	20–30	100	100
A2B	30–45	79	46
	45–50	75	38
B/A2	50–60	73	41
	60–69	79	32
B1t	69–80	77	35
	90–100	67	34
B2tg	100–110	47	30
	110–120	40	33
B3tg	130–140	43	29
	140–150	38	29

Наблюдаемые значения разности (d) данных аналитического и расчетного ила (табл. 2) отражают соотношения интенсивностей этих процессов и соответственно этому – вклад в изменения ила.

При $d > 0$ интенсивность дробления выше скорости растворения частиц не-ила. Происходит прибавка частиц илистой размерности к илу, унаследованному от породы. Это наиболее часто встречающееся соотношение данных аналитического и расчетного ила, свидетельствующее о важной роли дробления не-ила в содержании и составе илистого вещества. Положительные значения разности между аналитическим и расчетным содержанием ила соответствуют количеству частиц не-ила, привнесенному в текущую илистую фракцию за все время почвообразования в результате процессов дробления и растворения.

При $d < 0$ интенсивность растворения частиц не-ила выше интенсивности дробления зерен не-ила. Прибавка илистых частиц к илу, унаследованному от породы, не происходит.

Подзолистый макропроцесс включает три процесса изменений твердой фазы: 1) интенсивное разрушение глинистых минералов ила, унаследованных от почвообразующей породы; 2) диспергация частиц не-ила, что приводит к накоплению в иле новых (не унаследованных от породы) тонких, но неглинистых структурно частиц; 3) растворение в верхних горизонтах, а иногда и по всему профилю частиц неглинистых («первичных») минералов всех фракций с выносом продуктов разрушения за пределы горизонта.

С уменьшением размерности частиц грубых фракций увеличивается интенсивность их растворения. Поэтому частицы не-ила в составе илистой фракции – временное образование.

Во времени интенсивность растворения минералов текущего ила уменьшается, поскольку в нем относительно и абсолютно накапливаются минералы с наиболее совершенной структурой, т.е. наиболее химически устойчивые. Одновременно в составе твердой фазы увеличивается значение частиц первичных минералов, в том числе и в составе илистых фракций.

Итак, специфическая стадия подзолистого макропроцесса (см. выше) состоит из двух исторических фаз. Первая фаза – подзолистая по Роде (1937) – интенсивного растворения илистых частиц, унаследованных от породы. Вторая фаза – эпиподзолистая – после разрушения большей части ила, унаследованного от породы. Она заключается в увеличении значимости в дифференциации твердой фазы продуктов физического дробления и растворения минералов не-ила с формированием нового (сингенетичного почвообразованию) илистого вещества, доля которого во времени увеличивается.

Общий результат подзолообразования – преобразование коллоидного и илистого смектит-гидрослюдистого вещества породы в грубодисперсный (без коллоидов) кварц-полевошпатовый хлоритово-слюдистый ил и относительное накопление частиц наиболее совершенных (инертных) кристаллов иилистой размерности. Это обуславливает уменьшение, особенно значительное в эпиподзолистую фазу, интенсивности всех структурно-минералогических преобразований.

Значительная часть исследованных в южной тайге центральных областей Русской равнины почв, развитых на покровных суглинках, находится в эпиподзолистой фазе эволюции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Верба М.П. Минералы крупных фракций в таежных почвах с тектурно-дифференцированным профилем // Почвоведение. 1992. №2. С. 129–145.

Градусов Б.П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 125 с.

Градусов Б.П. Кластерный анализ минералогического и гранулометрического состава почв на однородных и неоднородных породах // Почвоведение. 2001. № 11. С. 1344–1356.

Забоева И.В. Почвы и земельные ресурсы Коми ССР. Сыктывкар: Изд-во Коми, 1975. 286 с.

Роде А.А. Подзолообразовательный процесс. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 454 с.

Тонконогов В.Д., Градусов Б.П. и др. Дифференциация минералогического и химического состава дерново-подзолистых и подзолистых почв // Почвоведение. 1987. №3. С. 68–81.

Фридланд В.М. Опыт послойного анализа валового состава гранулометрических фракций дерново-подзолистой почвы // География и генезис антропогенно-измененных и естественных почв. Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1986. С. 8–14.