

УДК 631.4 : 549.905.8(478.9)

В. Е. АЛЕКСЕЕВ

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ  
ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОЗЕМОВ МОЛДАВИИ**

Приведены данные по составу, происхождению и эволюции глинистых минералов в основных подтипах черноземов Молдавии: карбонатном, обыкновенном, типичном, выщелоченном и оподзоленном. Показана связь между стадией развития чернозема, характером распределения глинистой фракции по профилю и ее минералогическим составом. Предполагается, что на определенной стадии выноса карбонатов черноземы переживают стадию оглинения. Описан ее гипотетический механизм. «Иллитизация» верхних горизонтов черноземов рассматривается как результат относительного накопления иллита в связи с элювиальным процессом.

Морфологические и физико-химические свойства черноземов Молдавии изучены достаточно хорошо [9]. Исследования минералогического состава этих почв, в частности их илистой фракции, до сих пор носили фрагментарный характер [9]. Данное сообщение в определенной мере восполняет этот пробел.

Молдавия расположена на стыке двух черноземных фаций — Центральной и Юго-Западной. Первая здесь представлена типичными, выщелоченными и оподзоленными черноземами Северомолдавской лесостепной почвенной провинции, вторая — обыкновенными и карбонатными черноземами Придунайской степной почвенной провинции. К особенностям придунайских черноземов относятся высокие показатели накопления ила в верхних горизонтах (коэффициенты 1,17—1,23) [9]. В черноземах севера Молдавии эти величины меньше (1,05—1,07). Задача состояла в том, чтобы, изучив минералогический состав тонкодисперсной части этих почв, определить характер изменений ее в связи с почвообразованием, а также выявить отношение этих изменений к явлению накопления ила в исследуемых черноземах.

Для химико-минералогических исследований с юга Молдавии взяты карбонатный суглинистый (разр. 241) и обыкновенный тяжелосуглинистый (разр. 272) черноземы на четвертичных лёссовидных суглинках и тяжелых суглинках. Типичный (разр. 21), выщелоченный (разр. 701), легкоголинистые и оподзоленный (разр. 54), тяжелосуглинистый представляли черноземы севера республики. Развита они на элювии-делювии неогеновых отложений тяжелого механического состава (легкие глины, тяжелые суглинки).

Илистая фракция выделена по Горбунову [4]. Ее минералогический состав изучали рентгенодифрактометрическим (УРС-50 ИМ Си<sub>K $\alpha$</sub> -излучение, фильтр Ni), дифференциально-термическим, термовесовым и химическим методами\*. Предварительная подготовка образцов включала удаление гумуса с помощью H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, несиликатного железа по Мера и Джексону [20] и насыщение их катионами (K, Li, Mg). Последнее имеет существенное значение для рентгенографического анализа происхождения набухающих глинистых образований [15, 19, 24].

\* Рентгенографический и термический анализы проведены в Почвенном институте им. В. В. Докучаева при консультации Н. И. Горбунова, Б. П. Градусова, Е. А. Шурьгиной, Л. С. Травниковой, Н. П. Чижиковой и др.

Таблица 1

Содержание глинистых минералов и кварца во фракции  $<0,001$  мм черноземов Молдавии (полуколичественно — по данным рентгендифрактометрии)

Разрез. Чернозем	Глубина, см	Содержание, %				Кварц, Н 4,26 Å* ΣН гм 100
		каолинит	хлорит	иллит	комплекс глинистого образова- ния 10—16 Å	
241. Карбонатный	0—10	11	11	38	40	4,3
	70—80	9	9	32	50	2,6
	180—190	9	9	27	54	2,8
272. Обыкновенный	0—10	9	9	41	41	2,8
	90—100	9	10	34	47	3,3
	200—210	12	6	26	56	3,1
Горизонт погребенной почвы	410—420	7	7	25	61	3,4
	650—660	8	9	29	54	5,5
21. Типичный	0—10	7	8	38	47	5,0
	80—90	8	10	34	48	7,1
	210—220	7	9	28	56	5,7
701. Выщелоченный	0—10	6	7	42	45	7,9
	70—80	6	9	32	53	5,1
	170—180	7	9	29	55	3,5
254. Оподзоленный	0—10	8	10	50	32	7,3
	70—80	8	8	33	51	5,9
	220—230	5	7	28	60	5,0

\* Н 4,26 Å — высота 4,26 Å рефлекса кварца, ΣН гм — сумма высот рефлексов глинистых минералов: 10 Å иллита; 10—16 Å набухающих; 7 Å каолинита и хлорита.

Содержание глинистых минералов и кварца определяли полуколичественно по интенсивностям отражений с использованием шаблона, кривая которого воспроизводила линию фона: иллита — 10 Å; набухающих — 15—16 Å; каолинита и хлорита — 7 Å, соотношение между этими минералами по возможности контролировали по величинам пиков при 3,55 Å для хлорита и 3,58 Å для каолинита. Сумма высот рефлексов принималась за 100%. Основные определения проводили на дифрактограммах воздушно-сухой Mg-фракции. Во внимание принимали также данные химического анализа. Попытка использовать коэффициенты, предложенные некоторыми авторами [12, 18] для учета различий в структурных факторах глинистых минералов, привела к необоснованному завышению содержания слюдистого компонента и занижению содержания группы набухающих минералов. Близкие к нашим данные получены с использованием коэффициентов по Горбунову [5]. Изменения по профилю в содержании кварца учитывали по 4,26 Å рефлексу, высота которого соотносилась с суммарной величиной рефлексов глинистых минералов.

Илистая фракция исследованных черноземов на 30—50% представлена иллитом (табл. 1). Соотношение рефлексов от (002), (001) и (003) свидетельствует о диоктаэдрическом характере минерала, т. е. существенно алюминиевой разности [3]. Возможно присутствие триоктаэдрической слюды, поскольку в крупных фракциях вместе с доминирующим мусковитом содержится биотит. Содержание иллита во всех черноземах увеличивается вверх по профилю, а в генетическом ряду черноземов в целом — в направлении оподзоленного. Это подтверждается также данными по содержанию в иле  $K_2O$  (табл. 2).

От 30 до 60% илистой фракции приходится на 10—16 Å комплекс глинистых образований, природа которого в определенной мере проанализирована рентгенографированием катионзамещенных форм (рис. 1).

## Валовой химический состав фракции &lt;math&gt;&lt;0,001\text{ мм}&lt;/math&gt; черноземов Молдавии

Разрез. Чернозем	Глубина, см	Содержание, % на прокаленную навеску								Молекулярные отношения	
		SiO <sub>2</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub> /R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
241. Карбонатный пылевато-суглинистый	0—20	57,46	35,72	24,83	10,89	0,44	2,60	0,53	2,54	3,1	3,9
	50—60	56,18	37,37	26,66	10,69	0,37	2,82	0,85	2,81	2,8	3,6
	190—200	56,08	36,24	25,36	10,88	0,32	2,33	1,00	2,57	2,9	3,7
272. Обыкновенный тяжелосуглинистый	0—29	54,99	36,63	26,65	9,98	1,79	2,80	0,33	2,51	2,8	3,6
	90—100	58,72	37,21	25,78	11,43	0,38	2,95	0,35	1,77	2,9	3,6
	190—200	58,92	36,76	26,01	10,75	0,51	2,56	0,45	1,90	3,1	3,8
	410—420	61,92	31,42	21,52	9,90	0,45	2,76	1,06	2,51	3,8	4,9
	650—660	62,40	30,59	20,70	9,89	0,53	2,47	0,94	3,00	4,0	5,2
21. Типичный легкосуглинистый	0—10	57,05	34,01	23,69	10,32	0,39	2,84	1,24	3,12	3,3	4,1
	80—90	60,81	32,13	21,23	10,85	0,39	2,36	1,22	3,16	3,6	4,8
	210—220	62,65	30,82	20,59	10,23	0,55	2,46	1,18	2,58	3,9	5,2
701. Выщелоченный легкосуглинистый	0—10	58,13	32,32	21,80	10,52	1,10	3,56	1,77	3,34	3,5	4,5
	70—80	58,25	32,75	21,64	11,11	0,80	3,76	1,47	2,96	3,4	4,6
	170—180	61,92	31,54	21,55	9,99	0,55	2,78	0,51	2,52	3,8	4,9
254. Оподзоленный тяжелосуглинистый	0—10	60,14	31,04	20,38	10,66	0,60	3,57	0,92	3,57	3,7	5,0
	70—80	58,76	33,60	21,79	11,81	0,36	2,81	1,38	3,36	3,5	4,7
	220—230	63,05	28,91	19,63	9,28	0,59	2,53	1,64	3,37	4,3	5,4

Данные для разр. 241 и 272 приведены по Крупеникову и Синкевич [10,14].

Отсутствие отражений в области малых углов, бедность дифракционного спектра и асимметрия пика в сторону больших углов при 10—16 Å Mg-фракции в воздушно-сухом состоянии указывают на смешаннослой-

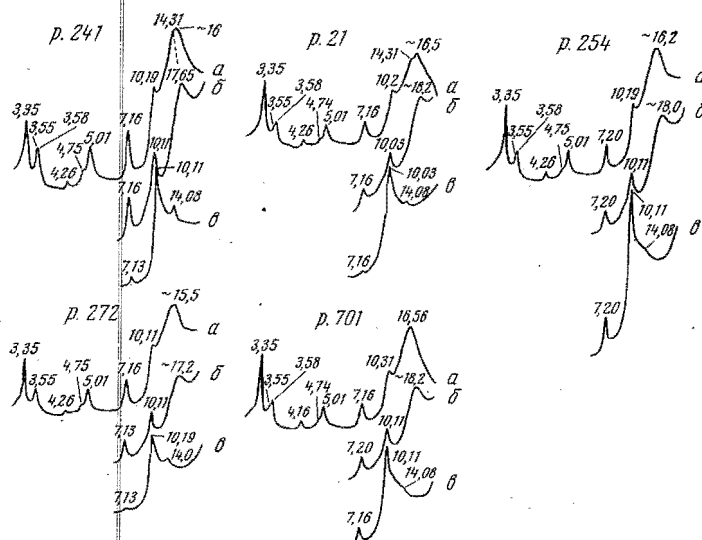


Рис. 1. Дифрактограммы фракции <math><0,001\text{ мм}</math>

Черноземы: разр. 241 — карбонатный; разр. 272 — обыкновенный; разр. 21 — типичный; разр. 701 — выщелоченный; разр. 254 — оподзоленный; а — воздушно-сухой образец; б — с этиленгликолем; в — прокаленный при 500°

ность и неупорядоченность некоторой части глинистого комплекса. Смещение максимума к 17,6—18,2 Å после насыщения этиленгликолем свидетельствует о наличии смектитовой \* фазы. Mg-вермикулиты при тех

\* Смектит — групповое название монтмориллонитовых минералов.

же условиях не дают  $d001$  выше 16,3 [24]. После прокаливания набухающая 17—18 Å фаза сокращается до 10 Å (рис. 1). Это позволяет отнести смешанослойное образование к неупорядоченным [22], состоящим из слюдopodobных и смектитовых пакетов.

Насыщение подвижных структур ионом К (рис. 2) вскрыло слюдяную основу части набухающих пакетов [15]: рефлексы сократились до 10 Å. С этиленгликолем полного набухания всех сжавшихся пакетов не происходит. Заряд таких пакетов обусловлен изоморфными замещениями преимущественно в тетраэдрических позициях. Входят они, по-видимому, в состав неупорядоченного смешанослойного с нормой переслаивания от 0 до 100 [23] иллит-высокочарядного смектита, представляя его набухающий компонент.

Часть смектитовой фазы характеризуется более низким зарядом, поскольку с ионом К она сокращается меньше, чем до 10 Å, а с этиленгликолем легко набухает (рис. 2, II, б). В ней преобладают замещения в октаэдрических позициях. Данная фаза определяется как низкочарядный смектит.

Насыщение набухающего компонента ионом Li обнаруживает в нем структуры, близкие по свойствам к собственно монтмориллонитовой. Их Li-замещенный комплекс после прокаливания при 200—300° сжимается необратимо (глицерин). Другие набухающие при этих условиях структуры подобны бейделлитовой, нонтронитовой, сапонитовой [19].

Таким образом, 10—16 Å максимум образца в воздушно-сухом состоянии принадлежит комплексу глинистых образований с подвижной решеткой переменного избыточного заряда. Высокозарядная смектитовая фаза генетически связана со слюдами. Она может, по-видимому, существовать в почве и вне смешанослойного иллит-смектита. Низкочарядный смектитовый компонент близок по структурным свойствам бейделлиту, нонтрониту, сапониту и собственно монтмориллониту. Эта часть набухающих глинистых образований могла появиться в результате синтеза из продуктов гидролиза и ацидолиза алюмосиликатов. Вероятен также путь последовательного изоморфизма в высокозарядной смектитовой структуре, результатом которого явилось уменьшение величины межслоевого заряда.

Суммарное содержание набухающих глинистых образований во всех исследованных черноземах увеличивается вглубь по профилю. Исключая карбонатный чернозем, в том же направлении возрастает отношение  $SiO_2 : Al_2O_3$  (табл. 2), как следствие увеличения общего содержания смектитовой фазы.

Наличие хлорита в исследованных почвах установлено по рефлексам от  $d/n$  в 14,1—14,3; 7,16; 4,74 и 3,58 Å образца в воздушно-сухом состоянии и после прокаливания при 500°. Его содержание изменяется

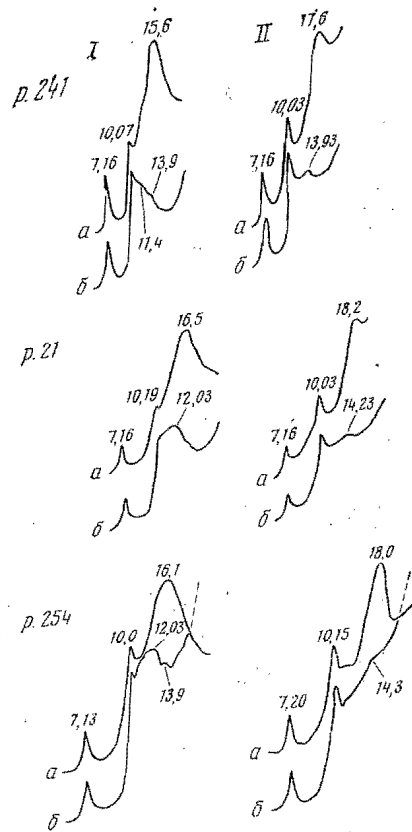


Рис. 2. Фрагменты дифрактограмм фракции  $< 0,001$  мм (Å)

Черноземы: разр. 241 — карбонатный; разр. 21 — типичный; разр. 254 — оподзоленный; I — воздушно-сухой образец; II — насыщенный этиленгликолем; а — с магнием; б — с калием

Таблица 3

Потеря веса фракцией  $<0,001$  мм при нагревании в температурном интервале 20—1000°, % \*

Разрез. Чернозем	Глубина, см	Температурные интервалы, град.				Сумма
		20—270	270—480	480—650	650—1000	
241. Карбонатный суглинистый	0—10	11,40	1,65	3,32	1,21	17,58
	70—80	10,60	2,10	3,33	1,23	17,26
	170—180	9,76	1,94	3,31	1,31	16,32
272. Обыкновенный тяжелосуглинистый	0—10	9,80	2,17	3,32	0,90	16,19
	90—100	10,03	2,32	3,33	0,93	16,61
	200—210	11,30	2,38	3,33	1,20	18,21
Горизонт погребенной почвы	410—420	12,50	2,63	3,34	1,39	19,86
	650—660	12,20	2,71	3,36	1,40	19,67
21. Типичный легкоглинистый	0—10	11,50	2,45	3,98	1,29	19,22
	80—90	11,00	3,05	3,37	1,57	18,99
	210—220	13,93	3,33	3,86	1,54	22,66
701. Выщелоченный легкосуглинистый	0—10	10,20	2,58	3,67	1,47	17,92
	70—80	11,10	2,78	3,96	1,19	19,30
	180—190	13,12	1,81	3,26	1,18	19,37
254. Оподзоленный тяжелосуглинистый	0—10	9,15	2,21	3,56	1,31	16,23
	70—80	10,31	1,74	2,92	1,31	16,28
	220—230	10,85	1,88	3,07	1,16	16,96

\* Подготовка фракции к анализу включала удаление органического вещества, несиликатного Fe и насыщение Mg.

в пределах 5—11%. Из-за низкого его содержания какие-либо закономерности в распределении хлорита по профилю трудно выявить (табл. 1). Обращает внимание повышенное содержание хлорита в верхних горизонтах крайних членов генетического ряда черноземов в карбонатном и оподзоленном. Возможно, в обоих случаях мы имеем дело с хлоритоподобными новообразованиями, но с различным катионным заселением межслоевой области (Mg, Fe, Al). Диагностируемый «хлорит», по всей вероятности, имеет различное происхождение. С одной стороны, это аллотигенный хлорит, унаследованный от породы, с другой — аутигенный по биотиту [8] или вторичный по смектиту. Последнее особенно вероятно для горизонтов, обогащенных карбонатами.

Каолинит идентифицирован по рефлексам от  $d_{001}$  7,16 и 3,55 Å и их исчезновению после нагревания до 500°. Содержание его составляет 5—10%. Некоторое относительное накопление каолинита отмечается в верхних горизонтах оподзоленного чернозема. Его присутствие в черноземах следует, по-видимому, полностью отнести за счет материнской породы.

Однотипный характер дифференциальных кривых нагревания и кривых потери веса Mg-образцов илистой фракции подтверждает близость черноземов по составу глинистой части. Кривые ДТА отражают три эндотермические остановки при 150—170, 550 и 850° и одну экзотермическую около 900°. Характер кривых определяется преобладающей группой глинистых минералов типа иллита и смешаннослойного иллит-смектита. Потери веса безгумусной фракцией в интервале 20—270° (табл. 3) показывают на увеличение с глубиной содержания набухающих 2:1 минералов. Однако в карбонатном черноземе имеем обратное распределение потерь веса по горизонтам, что нами связывается с некоторым накоплением набухающей фазы в верхней части его профиля.

Возвращаясь к данным рентгенографии, следует обратить внимание на инверсию в профильном распределении значений  $d_{001}$  интегрального отражения от 10—16 Å комплекса глинистых образований в ряду кар-

Значение  $d_{001}$  интегрального отражения от 10—16 Å комплекса набухающих глинистых образований, А

Горизонт	Разрез, чернозем				
	241, карбонатный	272, обыкновенный	21, типичный	701, выщелоченный	254, оподзоленный
А	16,5	16,0	16,5	16,5	15,2
В	16,0	15,5	16,5	16,5	16,3
С	15,6	15,1	16,5	16,5	16,4

бонатный — оподзоленный чернозем (табл. 4). Она указывает, очевидно, на присутствие среди набухающих минералов образования, чутко реагирующего на изменение рН среды. Таковым, по-видимому, является низкозарядный смектит. В карбонатном и обыкновенном черноземах он накапливается в верхних горизонтах, в типичном, выщелоченном и оподзоленном черноземах зона его устойчивого существования постепенно смещается в глубокие горизонты.

Для суждения о наличии или отсутствии в черноземах процесса оглинивания часто используют данные по содержанию ила или ила и физической глины без исключения из них органического вещества и карбонатов. Нам кажется правильнее баланс глинистого вещества в почвенном профиле оценивать по содержанию частиц  $<0,001$  мм, свободных от органического вещества и карбонатов, рассчитанному на минеральную бескарбонатную часть почвы. В таком случае процесс и явление новообразования и накопления глинистых минералов (оглинивание) выявляется в более «чистом» виде и разграничивается с процессом и явлением новообразования фракции  $<0,001$  мм (илонакоплением).

В этой связи интересны также данные по содержанию глинистой фракции, а в ней — кварца. В табл. 5 приведены данные по содержанию фракции  $<0,001$  мм, свободной от органического вещества и карбонатов, которые показывают, что в карбонатном и обыкновенном черноземах глина накапливается в верхних горизонтах (коэффициенты 1,27—1,35), в типичном ее содержание по профилю существенно не изменяется, в выщелоченном и оподзоленном содержание глинистой фракции увеличивается с глубиной (табл. 5). В глинистой фракции двух последних подтипов относительное содержание кварца в верхней части профиля увеличивается (табл. 1), что можно рассматривать как результат выноса части глинистого материала в нижние горизонты. Действительно, только для этих подтипов микроморфологически установлены признаки подвижки глины [1]. Отметим также, что глинистая фракция черноземов севера в 1,5—2 раза богаче кварцем, чем в черноземах юга [2] (табл. 1). Последнее нашло отражение в величинах отношений  $SiO_2 : Al_2O_3$ , которые возрастают (3,6—5,4) в направлении оподзоленного чернозема (табл. 2).

Таким образом, об оглинивании можно говорить только в отношении карбонатного и обыкновенного черноземов.

Прежде чем перейти к дальнейшему обсуждению материала, напомним установленные факты: 1) «антагонизм» слюдяного компонента и комплекса набухающих глинистых образований: первый накапливается в верхней части профиля, второй — в нижней; 2) наличие высокомолекулярной низкозарядной смектитовой фазы, зона которой в подтиповом ряду от карбонатного к оподзоленному чернозему постепенно опускается вглубь по профилю; 3) накопление глинистой фракции в гор. А и В карбонатного и обыкновенного черноземов и ее дефицит в тех же горизонтах выщелоченного и оподзоленного черноземов; 4) увеличение содержания в глинистой фракции слюдяного компонента и кварца в направлении оподзоленного чернозема.

Таблица 5

Содержание фракции  $<0,001$  мм, свободной от органического вещества и карбонатов в беззольной и бескарбонатной части черноземов.  
Коэффициенты оглинивания

Номер разреза. Подтип	Горизонт и глубина, см	Фракция $<0,001$ мм, %	Коэффициенты оглинивания
241. Карбонатный суглинистый	A <sub>пах</sub> 0—10	22,2	1,27
	B 70—80	19,4	1,11
	C 180—190	17,5	1,00
272. Обыкновенный тяжело-суглинистый	A <sub>пах</sub> 0—10	30,1	1,35
	B 90—100	27,6	1,24
	C 200—210	22,3	1,00
21. Типичный легкосуглинистый	A <sub>пах</sub> 0—10	36,0	1,00
	B 80—90	37,2	1,03
	C 210—220	36,2	1,00
701. Выщелоченный легкоглинистый	A <sub>пах</sub> 0—10	35,6	0,84
	B 70—80	35,8	0,84
	C 170—180	42,4	1,00
254. Оподзоленный тяжело-суглинистый	A <sub>д</sub> 0—10	34,8	0,94
	B 70—80	37,2	1,00
	C 220—230	37,0	1,00

Важно отметить географическую закономерность в перечисленных явлениях. Это в свою очередь позволяет говорить об указанных изменениях в минералогическом составе черноземов как о результате современного почвообразования, и не как следствии особенностей материнских пород, которые определяются, как известно, главным образом механическими законами седиментации частиц в водной среде. Золотой привнос материала на данную небольшую территорию, по-видимому, также не может привести к показанной выше минералогической и механической дифференцированности глины в профиле черноземов, поскольку результатом его скорее всего может быть пространственное однообразие состава глинистых минералов. Вопрос об унаследовании этих изменений от более древнего почвообразования из-за недостатка сведений о соотношении в скоростях денудации и почвообразования на данной территории из обсуждения исключается.

Заслуживает внимания явление «иллитизации» верхних горизонтов черноземов, которое в литературе отмечалось неоднократно [7, 16, 17]. Известны две главные посылки, объясняющие это явление. Первая связывает новообразование иллита с вхождением иона калия в межслоевую область набухающих глинистых минералов, другая предполагает относительное накопление иллита после выноса смектита в форме частиц или составляющих компонентов. Наиболее подробно возможность привлечения этих гипотез к конкретному материалу рассмотрели Корнблум с соавт. [7]. Ими признается элювиально-иллювиальное перераспределение глинистых частиц в почвах степной и сухостепной зон (слитой и южной черноземы, солодь и солонец), однако дифференцирующая в минералогическом отношении роль этого процесса, по мнению авторов, минимальна. Эту роль выполняет необменное поглощение иона калия слюдогенными набухающими минералами, что становится возможным после потери последними тетраэдрического кремния и сопровождается образованием в почвенном горизонте иллита.

Не исключая полностью описанного процесса в почвах степной зоны, следует показать некоторые моменты, ограничивающие его или вступающие с ним в противоречие. Во-первых, условия лабораторного эксперимента, в которых достигается «иллитизация» набухающих глинистых

также вероятен синтез низкозарядного смектита из продуктов распада алюмосиликатов, поступающих из верхних горизонтов. Таким образом, оглинивание верхних горизонтов идет главным образом за счет деградации 2:1 и 2:2 слоистых алюмосиликатов обломочного материала крупных фракций, нижних — в меньшей степени за счет деградации крупнообломочного материала, в большей — в результате лессиважа и синтеза смектита. Формируется мощный изоглинистый профиль. Сама по себе высокая оглиненность профиля способствует возникновению периодического переувлажнения почвы в зимне-весенний период, а тем самым развитию лессиважа в восстановительной среде.

В выщелоченном и особенно в оподзоленном черноземе в результате дальнейшего усиления деградационного процесса новообразование глинистой фракции опережается ее разрушением и выносом. В верхних горизонтах наблюдается дефицит глины, а в ее составе увеличивается содержание иллита, кварца, а в оподзоленном черноземе — хлоритоподобного образования — продукта эндоалюминизации открытых 2:1 глин. Профиль глины — элювиального типа. В этих черноземах перераспределение глинистого материала по профилю возможно как в форме продуктов конечного распада, так и путем лессиважа.

### Выводы

1. Глинистая часть черноземов Молдавии представлена слоистыми 2:1, 2:2 алюмосиликатами с жесткой структурой, продуктами их деградации и неосинтеза и небольшой примесью минералов каолиновой группы. В результате почвообразования она трансформируется по пути частичной потери 2:1 набухающих глинистых минералов и относительного накопления 2:1 глинистых минералов с жесткой структурой.
2. Эволюция черноземов в подтиповом ряду от карбонатного к оподзоленному, по всей вероятности, сопряжена с прохождением стадии оглинивания, рассматриваемой как динамический процесс, при котором скорость новообразования глинистых минералов превышает скорость ее разрушения.
3. Выявлено три типа распределения глинистой фракции по профилю: аккумулятивный в карбонатном и обыкновенном, изоглинистый в типичном, элювиальный в выщелоченном и оподзоленном.
4. Иллитизация верхних горизонтов черноземов рассматривается как результат прежде всего элювиально-иллимеризационного процесса, нежели адсорбционного.

### Литература

1. Алексеев В. Е. Микроморфологические исследования черноземов Севера Молдавии. В кн.: Вопросы исслед. и использ. почв Молдавии, сб. V. Кишинев, 1969.
2. Алексеев В. Е., Шурыгина Е. А. Содержание и распределение кварца в профилях черноземов Молдавии. Почвоведение, 1971, № 4.
3. Брэдли У. Ф., Грим Р. Е. Слюдистые минералы глин. В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. «Мир», 1965.
4. Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
5. Горбунов Н. И., Тихонов С. А., Горбунова З. Н., Шурина Г. Н., Ерохина Г. Л. Количественное определение глинистых минералов в почвах. Почвоведение, 1972, № 5.
6. Градусов Б. П. Исследование лабильного 2:1 пакета в упорядоченных смешанослойных минералах. Бюл. Почв. ин-та им. Докучаева, вып. 1, М., 1967.
7. Корнблум Э. А., Деметьева Т. Г., Зырин Н. Г., Бирина А. Г. Некоторые особенности процессов передвижения и преобразования глинистых минералов при образовании южного и слитого черноземов, лиманной солоди и солонца. Почвоведение, 1972, № 5.
8. Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешанослойных минералов глин. В сб.: Физические методы исследования минералов осад. пород. «Наука», 1966.



9. Крупеников И. А. Черноземы Молдавии. Кишинев, «Карта Молдовеняскэ», 1967.
10. Крупеников И. А., Синкевич З. А. Химический состав и некоторые физико-химические свойства гранулометрических фракций черноземов и серых лесных почв Молдавии. В кн.: Вопросы исслед. и использ. почв Молдавии, сб. IV. Кишинев, 1966.
11. Крупеников И. А., Синкевич З. А. Состав почвенного раствора черноземов юга Молдавии. Вопросы исслед. и использ. почв Молдавии, сб. VI. Кишинев, 1970.
12. Куцыкович М. Б., Дьяконов Ю. Простой полуколичественный рентгенографический метод определения глинистых минералов. Литология и полезные ископаемые, 1971, № 1.
13. Милло Ж. Геология глин. «Недра», 1968.
14. Синкевич З. А. Состав и свойства механических фракций почв Молдавии. Автореф. дис. Кишинев, 1966.
15. Уивер Ч. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала. В кн.: Вопросы минералогии глин. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
16. Чижикова Н. П. Химико-минералогический состав южных черноземов Кустанайской области. Почвоведение, 1965, № 10.
17. Чижикова Н. П. Минералогический состав высокодисперсной части черноземов Центральной фаши. Научн. докл. высшей школы. Биол. науки, 1968, № 6.
18. Biskay P. E. Mineralogy and sedimentation of the deepsea sediment fine fraction in the atlantic ocean, Dissertation, USA, 1964.
19. Greene-Kelly R. Identification of montmorillonoids. J. Soil Sci., 1953, № 4.
20. Mehra O. P., Jackson M. L. Iron oxide removal from soils and clays system buffered with sodium bicarbonate by a dithionite-citrate. Clay and clay minerals. N. Y., 1960, v. 5.
21. Pedro G., Jamagne M., Begon J. C. Mineral interactions and transformations in relation to pedogenesis during the Quaternary. Soil Sci., v. 107, № 6, 1969.
22. Reynolds R. C. Interstratified clay systems calculation of the total one-dimensional diffraction function. Amer. Min., v. 52, № 5—6.
23. Lucas J. La transformation des mineraux argileux dans la sedimentations études sur les argiles du Trias. Universite de Strasbourg. «Mémoires du service de la carte geologique d'Alsace et de Lorraine.» 1962, № 23.
24. Walker G. F. Reactions of expanding-lattice minerals with glycerol and ethylene glycol. Clay Mineral. Bull., 1958, № 3.

Молдавский НИИ  
агрохимии и почвоведения

Дата поступления  
28.IV.1975 г.

---

V. E. ALEXEEV

#### MINERALOGICAL COMPOSITION AND EVOLUTION OF CLAYS IN CHERNOZEMS OF MOLDAVIA

Data are presented on composition, origin and evolution of clay minerals in main chernozem types of Moldavia: calcareous, ordinary, typical, leached and podzolized. A relationship between the stage of chernozem development, the character of clay fraction distribution along the profile and its mineralogical composition is shown. It is supposed that chernozems go through the stage of clayization at a certain stage of carbonate leaching. A hypothetical mechanism of clayization is described. «Illitization» of the upper horizons of chernozems is regarded as the result of a relative accumulation of illite due to eluvial processes.

---