

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.43

А. В. КОЛОСКОВА, С. М. ГИЛЯЗОВА

ПОВЕРХНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОЧВ ТАССР
И ИХ ВЫСОКОДИСПЕРСНЫХ ФРАКЦИЙ

В дерново-подзолистой, светло-серой и серой лесных почвах, выщелоченном и обыкновенном черноземах и выделенных из них илистых фракциях ($< 0,001$ мм) определены теплота смачивания водой, удельная поверхность, гидрофильность, гигроскопическая и максимальная гигроскопическая влажность. Изучение этих свойств позволяет подойти к выяснению природы отрицательных физических свойств почв (слитности, заплывания, коркообразования).

Значительная часть почвы (около 50% объема) представлена твердой фазой. Последняя состоит из различных по размеру механических элементов, микро- и макроагрегатов и их групп. Свойства почвы как дисперсного тела определяются величиной ее суммарной поверхности. Чем больше степень дисперсности почвы, тем больше ее суммарная поверхность, а следовательно, и величина свободной поверхностной энергии. С поверхностными явлениями тесно связаны такие свойства почв, как адсорбционная и поглощательная способность, гидрофильность, набухаемость, пластичность и др.

О свойстве почвы поглощать жидкости, газы, солевые растворы и удерживать твердые частицы известно еще из работ Уая, Грема, Ван-Беммелена, Кельнера (цит. по Думанскому [14]). Классические работы Гедройца [5] углубили представление о механизме этих сложных явлений.

Изучению различного рода поверхностных явлений, происходящих при взаимодействии твердой, жидкой и газообразной фаз почвы, посвящены работы Антипова-Каратаева [3], Соколовского [26], Тюлина [27], Горбунова [9], Вигнера [36], Маттсона [17] и др.

Большая роль в поверхностных явлениях почвы принадлежит ее тонкодисперсной части, в особенности коллоидам. Учитывая это, мы определили поверхностные свойства почв и воднопептизируемого ила (илистая фракция, как известно, в определенной мере обладает свойствами, присущими коллоидам).

Выделение воднопептизируемого ила мы проводили методом Андреева [1]. Преимущество этого метода заключается в том, что он позволяет выделить илистую фракцию с наименее измененными свойствами, исключает химическое воздействие на объект. Последнее в значительной степени повлияло бы на поверхностные свойства коллоидов.

Из поверхностных свойств нами определены теплота смачивания водой, удельная поверхность и гидрофильность (расчетным путем), гигроскопическая и максимальная гигроскопическая влажность. Теплоту смачивания определяли на адиабатическом колориметре, собранном в Казанском геологическом институте по схеме, описанной Овчаренко [21], с незначительным изменением по Гусеву [11]. Расчет удельной

поверхности и гидрофильности произведен по формулам, предложенным А. В. Думанским и Ф. Д. Овчаренко:

$$S = \frac{Q}{q}; \quad A = S \cdot h \cdot d,$$

где S — поверхность 1 г смачиваемого материала; Q — теплота смачивания, кал/г; q — полная поверхностная энергия вода — пар; h — толщина слоя связанной воды, равная $2,76 \cdot 10^{-8}$ см; d — плотность связанной воды, равная 1,2; A — гидрофильность, %.

Смачивание поверхности твердого тела, а следовательно, и почвы сопровождается выделением тепла. Тепловой эффект процесса получил название теплоты смачивания, что впервые было обнаружено Пулье в 1882 г. [33]. Раньше полагали, что существует линейная зависимость между теплотой смачивания и величиной поверхности частиц. Однако исследованиями Андрианова [2] показано, что расчеты поверхности по теплоте смачивания могут быть лишь ориентировочными, так как величина ее зависит не только от механического, но и от химико-минералогического состава почвы.

Овчаренко [21], развивая современные представления на природу теплоты смачивания, рассматривает последнюю как результат изменения поверхностной энергии, и она будет тем больше, чем больше разница между свободными поверхностными энергиями дисперсной фазы и дисперсионной среды в момент их взаимодействия. Последнее во многом зависит также от структуры смачиваемого объекта и смачивающей жидкости. Изменение величины теплоты смачивания и зависимости от минералогического состава почв отмечает Искендеров [15].

Влияние обменных катионов на теплоту смачивания почв изучали Разоук, Тобиа, Ельбассони [34]. Согласно полученным ими данным, теплота смачивания водой, варьируя в пределах 4,6—12,9 кал на 1 г почвы, в зависимости от насыщенности почвы тем или иным катионом находилась в прямой зависимости от теплоты гидратации этих ионов. По Сергееву [25] состав обменных катионов влияет на величину теплоты смачивания, но не определяет значение ее в целом.

По нашим данным (табл. 1), самая высокая теплота смачивания наблюдается в обыкновенном и выщелоченном черноземах (соответственно 7,20—7,43 кал/г), самая низкая — в дерново-подзолистой почве (3,67 кал/г), светло-серая и серая лесная почвы заняли промежуточное положение (соответственно 5,42—4,56 кал/г).

Изменение величины теплоты смачивания по профилю ясно подчеркивает генетические особенности почв. В нечерноземных почвах она обнаруживает два максимума: в верхних и иллювиальных горизонтах (при значительном уменьшении ее в подзолистом A_2 или переходном A_2B горизонтах), что связано с выносом из подзолистого горизонта органических и минеральных коллоидов и накоплением их в иллювиальных горизонтах. В черноземах величина теплоты смачивания уменьшается от верхних горизонтов к иллювиальным и породе.

Воднопептизируемый ил отличается от исходной почвы исключительно высокой теплотой смачивания. Особенно существенна эта разница для нечерноземных почв и выделенных из них фракций. Так, теплота смачивания ила из дерново-подзолистой почвы в 3,7 раза, а серой лесной почвы в 2,7 раза больше теплоты смачивания исходных почв. Несколько уменьшается эта разница в черноземах. Илистые фракции обыкновенного и выщелоченного черноземов характеризуются в 2,2—2,3 раза большей величиной теплоты смачивания, чем исходные почвы.

При сравнении теплоты смачивания илистых фракций, выделенных из различных почв, между ними обнаруживаются различия: ил черноземов по сравнению с илом нечерноземных почв имеет несколько большую теплоту смачивания. Если в верхних горизонтах черноземов

Таблица 1

Поверхностные свойства почв и воднопептизируемого ила

Горизонт и глубина, см	Поверхностные свойства объектов исследования, определенные по теплоте смачивания водой						Удельная поверхность объектов исследования, вычисленная по величине максимальной гигроскопичности		
	исходная почва			воднопептизируемый ил			исходная почва	воднопептизируемый ил	
	Q	S	A	Q	S	A	Q	S	
Дерново-среднеподзолистая									
A _{пах} 0—20	3,67	132	4,59	13,81	498	17,26	23,48	87,12	
A ₂ 29—37	3,03	109	3,79	11,94	431	14,92	19,84	66,68	
B ₂ 60—70	3,40	123	4,25	14,04	506	17,55	34,48	105,84	
C 125—135	4,89	176	6,11	13,78	497	17,22	30,84	92,52	
Светло-серая лесная									
A _{пах} 0—16	5,42	196	6,77	13,09	472	16,36	29,12	82,08	
A ₂ B 26—33	5,53	200	6,91	13,84	499	17,30	42,92	94,32	
B ₂ 70—78	6,85	247	8,56	13,53	488	16,91	47,80	104,92	
C 140—150	6,27	226	7,84	13,74	496	17,07	47,96	106,76	
Серая лесная									
A _{пах} 0—17	4,56	165	5,70	12,68	458	15,85	31,44	78,76	
A ₂ B 18—26	4,12	148	5,15	13,09	472	16,36	30,16	90,76	
B ₂ 50—60	6,89	249	8,61	15,40	555	19,25	51,08	97,80	
Чернозем обыкновенный									
A _{пах} 0—18	7,20	260	9,00	15,80	570	19,75	42,60	102,68	
AB 45—55	5,12	185	6,40	15,26	550	19,07	47,80	103,08	
B 75—85	4,22	152	5,27	14,83	535	18,54	47,60	102,08	
C 135—145	4,39	158	5,49	13,10	473	16,38	35,96	90,12	
Чернозем выщелоченный									
A _{пах} 0—25	7,43	268	9,29	16,87	608	21,09	63,44	107,84	
AB 50—60	7,60	274	9,50	15,01	541	18,76	53,84	103,72	
B 80—90	6,28	227	7,85	15,39	555	19,24	50,04	104,20	
C 150—160	6,09	220	7,61	13,48	486	16,84	47,40	100,08	

Примечание. Q — теплота смачивания, кал/г; S — удельная поверхность, м²/г; A — гидрофильность, %.

она составляет 15,80—16,87 кал/г, то в нечерноземных почвах колеблется в пределах 12,68—13,81 кал/г. Указанные особенности обусловлены, по-видимому, различным содержанием гумуса и различиями в минералогическом составе [8].

Велика роль удельной поверхности в явлениях структурообразования почв. В частности, взаимодействие структурообразующих полимеров с почвой в значительной степени зависит от поверхностных свойств самой почвы, в первую очередь от ее удельной поверхности, на что указывают ряд авторов [16, 24]. Особенно большой внутренней поверхностью обладают частицы коллоидного размера [6]. В связи с этим заметим, что в наших нечерноземных почвах (дерново-подзолистых, светло-серых и серых лесных) содержание воднопептизируемого ила достигает значительных величин — 17—23%. Вероятно, следует предположить, что в формировании свойств названных почв определенную роль играют поверхностные свойства воднопептизируемого ила.

Из литературы известно, что свойства и активность почвы, величина ее поверхности тесно связаны с содержанием глины, органических веществ и со структурой минералов, прежде всего глинистых [29, 30, 32].

Исследованиями Швертманна [35] показано, что величина удельной поверхности частиц $< 2 \text{ мк}$ колеблется в пределах 10—800 $\text{м}^2/\text{г}$ (у коллоидной фракции она достигает 1000 $\text{м}^2/\text{г}$) и является наибольшей у монтмориллонитовых минералов, обладающих сильно развитой внутренней поверхностью. Результаты наших исследований показали, что наибольшую удельную поверхность (порядка 260—268 $\text{м}^2/\text{г}$) имеют черноземы. Значительно меньшей (в 1,3—1,5 раза) по сравнению с черноземами удельной поверхностью характеризуются светло-серая (196 $\text{м}^2/\text{г}$) и серая лесная (165 $\text{м}^2/\text{г}$) почвы. Удельная поверхность дерново-подзолистой почвы еще ниже (132 $\text{м}^2/\text{г}$), т. е. почти в 2 раза меньше, чем у черноземов. Удельная поверхность воднопептизируемых илистых фракций в 2—3 раза больше поверхности исходных почв. Особенно большую удельную поверхность имеет ил черноземов (570—608 $\text{м}^2/\text{г}$). Высокой удельной поверхностью характеризуется также ил нечерноземных почв, однако относительная величина ее несколько меньше—458—498 $\text{м}^2/\text{г}$.

Профильное изменение теплоты смачивания и удельной поверхности илистых фракций нечерноземных почв указывает на увеличение их в иллювиальных горизонтах, что связано, очевидно, с выносом более дисперсных (монтмориллонитовых) минералов из верхних горизонтов в нижние.

Под гидрофильностью следует понимать способность поверхности дисперсной фазы связывать воду молекулярными силами [21]. Вода, удерживаемая этими силами, называется связанной водой. Многие авторы [1, 10, 13] ставят неблагоприятные физико-химические свойства почв в зависимость от наличия в них определенного количества илистых и коллоидных частиц, обладающих сильно выраженной гидрофильностью. Гидрофильные коллоиды играют большую роль в слитности и коркообразовании почв и в значительной степени определяют ее водные свойства. Высокая гидрофильность коллоидов обуславливает заплывание почвы при увлажнении, а при последующем высыхании образование корки или слитной пашни.

Современные взгляды на природу взаимодействия воды с глинами изложены в работе Овчаренко [21]. По его мнению, взаимодействие воды с глинами обусловлено кристаллохимическим строением глинистых минералов, молекулярной природой поверхности и коллоидно-пористой структурой их, родом обменных катионов. Что касается механизма взаимодействия воды с глинами, то автор подчеркивает особое значение водородных связей.

Изложенные выше соображения о взаимодействии воды с поверхностью глинистых минералов могут быть также распространены на почвы и почвенные глинистые минералы. По Андрееву [1] особенно высокой гидрофильностью обладают низкополимерные фракции коллоидов (неагрегированный ил). Некоторые исследователи считают, что теплота смачивания глин, а следовательно, и гидрофильность обусловлены исключительно гидратацией поглощенных катионов, а поверхность частиц глин, по их мнению, в связывании воды участия не принимает. Однако, как показали исследования Роде [23] и Овчаренко [20], основную роль в связывании воды глинами играет гидратация самой поверхности глинистых частиц, и только некоторая часть теплоты при смачивании водой обусловлена теплотой гидратации адсорбированных катионов.

По полученным нами данным (табл. 1), значение гидрофильности в верхних горизонтах различных почв составляет в дерново-подзолистой почве 4,95, светло-серой лесной—6,77, серой лесной—5,70, в черноземе обыкновенном 9,0, черноземе выщелоченном—9,29%. Таким образом, черноземы по сравнению с дерново-подзолистыми и серыми лесными почвами характеризуются большей гидрофильностью.

Изменение гидрофильности по отдельным горизонтам показывает, что в почвах нечерноземного типа она обнаруживает два максимума:

первый — в пахотных горизонтах — связан с содержанием гумуса, второй — в иллювиальных горизонтах — обусловлен накоплением в них коллоидных и илстых частиц. В черноземах гидрофильность уменьшается от верхних горизонтов к нижним соответственно с уменьшением гумуса. Илстые фракции по сравнению с исходными почвами отличаются высокой гидрофильностью — 15,85—21,09% в верхних горизонтах, причем самой высокой гидрофильностью (19,75—21,09%) характеризуется ил черноземов и относительно меньшей гидрофильностью (15,85—17,26%) ил нечерноземных почв. Изменение гидрофильности илстых фракций по профилю почв аналогично изменению ее в исходных почвах.

Как видно из табл. 2, величина гигроскопической влаги постепенно увеличивается от дерново-подзолистой почвы к серой лесной и черноземам, составляя в верхних горизонтах этих почв соответственно 2,36, 2,78, 7,40%.

Профильное распределение гигроскопической воды подчеркивает генетические особенности почв. Профиль нечерноземных почв резко дифференцирован на генетические горизонты: в названных почвах гигроскопическая влажность, несколько уменьшаясь в элювиальном (A_2) или переходном (A_2B) горизонтах, быстро увеличивается с глубиной, достигая максимума в иллювиальных горизонтах (иногда в породе). Илстые фракции из верхних горизонтов различных почв имеют следующие значения гигроскопической влажности: дерново-подзолистой — 5,56, светло-серой лесной — 5,34, серой лесной — 5,71, чернозема обыкновенного — 6,09, чернозема выщелоченного — 8,65%.

Изменение гигроскопической влажности илстых фракций по профилю показывает, что в нечерноземных почвах величина ее с глубиной быстро увеличивается, достигая максимума в иллювиальных горизонтах и породе, а в черноземах от гумусового слоя вниз по профилю уменьшается. Обращает на себя внимание тот факт, что гигроскопическая влажность ила имеет небольшие абсолютные величины, что является, по-видимому, следствием его высушивания. Илстые фракции после центрифугирования подсушивали на водяной бане, затем для более точной количественной их характеристики высушивали в термостате при 45°.

На изменение гигроскопической влажности гидрофильных коллоидов в зависимости от условий высушивания указывает Данилова [12]. Остаток почвы после выделения илстых фракций характеризуется незначительными величинами гигроскопической влаги: в остатке из верхних горизонтов нечерноземных почв величины гигроскопической воды составляют от 0,24 до 0,75%, в черноземных почвах — 1,17, 1,41%. Распределение гигроскопической воды в остатке по профилю указывает в большинстве случаев на уменьшение ее с глубиной. В табл. 2 приведены данные по максимальной гигроскопической влажности, полученные по методу Николаева [19]. Из обзора табл. 2 видно, что величина максимальной гигроскопичности исследованных почв различна. В пахотных горизонтах нечерноземных почв она меняется от 5,87 до 7,86%, в тех же горизонтах черноземов она примерно в 2 раза больше — 10,65—15,86%.

Максимальная гигроскопическая влага является одним из характерных показателей генетических особенностей почв. Изменение ее по профилю почв указывает на то, что она дифференцирована в пределах профиля дерново-подзолистой почвы, заметно уменьшаясь от гумусового горизонта (5,87%) к подзолисту (4,96%) и резко возрастающая в иллювиальном горизонте (8,62%). В светло-серых и серых лесных почвах мы также наблюдаем увеличение максимальной гигроскопичности в средней части профиля — 11,95—12,77%. Такое увеличение названного показателя в иллювиальных горизонтах связано с перераспреде-

Таблица 2

Гигроскопическая и максимальная гигроскопическая влажность почвы,
воднопептизируемого ила и остатка, %

Горизонт и глубина, см	Гигроскопическая влажность			Максимальная гигроскопическая влажность		
	почва	воднопептизи- руемый ил	остаток	почва	воднопептизи- руемый ил	остаток
Дерново-среднеподзолистая						
A _{пах} 0—20	2,36	5,56	0,50	5,87	21,78	1,43
A ₂ 29—37	1,88	5,37	0,40	4,96	16,67	0,99
B ₁ 40—50	2,46	6,57	—	—	—	—
B ₂ 60—70	2,57	7,09	0,42	8,62	26,46	0,86
C 125—135	2,37	7,12	0,34	7,71	23,13	0,79
Светло-серая лесная						
A _{пах} 0—16	2,78	5,21	0,75	6,91	19,57	2,52
18—23	2,60	5,14	—	—	—	—
A ₂ B 26—33	4,15	6,75	0,41	10,31	23,11	0,98
B ₁ 40—50	5,86	6,79	—	—	—	—
B ₂ 70—78	6,11	7,42	0,45	12,17	22,94	1,07
Светло-серая лесная						
A _{пах} 0—16	2,81	5,34	0,47	7,28	20,52	1,28
A ₁ 18—23	3,06	5,81	—	—	—	—
A ₂ B 26—33	4,68	6,70	0,30	10,73	23,58	0,73
B ₁ 40—50	5,04	6,81	—	—	—	—
B ₂ 70—78	5,20	7,14	0,40	11,95	26,23	1,09
C 140—150	5,31	7,55	0,45	11,99	26,69	1,21
Светло-серая лесная						
A ₁ 1—16	2,53	4,64	0,62	6,00	20,61	2,03
A ₂ B 18—23	2,86	5,98	—	—	—	—
A ₂ B 26—33	4,35	6,53	0,33	10,63	25,22	0,96
B ₁ 40—50	4,98	6,78	0,45	12,00	24,11	1,17
Серая лесная						
A _{пах} 1—17	2,78	5,71	0,24	7,86	19,69	1,67
A ₂ B 18—26	2,61	5,81	0,56	7,54	22,69	1,75
B ₁ 30—40	3,43	6,61	—	—	—	—
B ₂ 50—60	4,21	7,04	0,38	12,77	24,45	0,97
Чернозем обыкновенный						
A _{пах} 0—18	5,30	6,09	1,41	10,65	25,67	5,66
A ₁ 25—35	5,18	6,54	—	—	—	—
AB 45—55	4,90	6,60	0,99	11,95	25,77	4,59
B 75—85	4,52	6,11	0,57	11,90	25,52	1,98
BC 100—110	3,60	6,13	—	—	—	—
C 135—145	3,30	6,13	1,50	8,99	22,53	4,96
Чернозем выщелоченный						
A _{пах} 0—15	7,40	8,65	1,17	15,86	26,96	5,19
15—25	7,04	8,55	—	—	—	—
A ₁ 30—40	7,20	8,64	—	—	—	—
AB 50—60	6,12	8,65	0,81	13,46	25,93	3,49
B ₁ 80—90	4,72	7,07	0,41	12,51	26,05	1,06
B ₂ 120—130	4,09	7,21	—	—	—	—
C 150—160	3,88	7,35	1,53	11,85	25,02	6,73

лением по профилю этих почв органических и минеральных коллоидов; в черноземах в отличие от нечерноземных почв с глубиной величина

максимальной гигроскопичности постепенно уменьшается. Величина максимальной гигроскопичности илистой фракции нечерноземных почв колеблется в интервале от 19,69% до 21,78%, т. е. она в 3,7—2,5 раза больше, чем в исходной почве. В черноземах эта разница сглаживается; ил черноземов имеет максимальную гигроскопичность 25,67—26,96%, т. е. в 1,7—1,9 раза больше по сравнению с исходной почвой.

Остаток почвы после выделения тонких фракций имеет незначительную максимальную гигроскопичность. Особенно мала эта величина в нечерноземных почвах (1,28—1,67%), в черноземах она заметно больше (5,19—5,66%), связано это с тем, что в черноземах после выделения гидрофильных фракций остается еще значительное количество прочно связанных коллоидных частиц, обладающих высокой адсорбционной способностью. Максимальная гигроскопичность является показателем, по которому мы можем косвенно, путем подсчета, судить о величине удельной поверхности почвы.

Определение суммарной поверхности почвенных частиц по величине гигроскопичности было предложено Митчерлихом [18], согласно которому гигроскопичность представляет собой поверхностно адсорбированный слой воды, который покрывает почвенные частицы пленкой толщиной в 10 молекулярных слоев, что соответствует 2,5 мкм. Приняв это положение, мы можем по величине максимальной гигроскопичности почвы определить величину почвенной поверхности:

$$F = \frac{W \cdot H}{100} \cdot \frac{1}{0,0000025 \cdot 0,1} \text{ см}^2 \text{ или } F = W \cdot H \cdot 4m^2,$$

где F — величина поверхности 1 см³ почвы, см² или м²; WH — максимальная гигроскопичность почвы, %; 0,0000025 — толщина слоя гигроскопической воды, мм. Следует отметить, что, по нашим данным, удельная поверхность почв, определенная по теплоте смачивания, намного больше, чем вычисленная по максимальной гигроскопичности (табл. 1). Причины такого отклонения могут быть различны.

По Вершинину [4] определение общей удельной поверхности нельзя проводить по величине максимальной гигроскопичности ввиду сложного структурного строения почвы.

Правильность положения Митчерлиха оспаривает также Дортер [28]. По его мнению, частицы одинакового диаметра имеют разную форму поверхности, разный состав поглощенных катионов, неодинаковую способность к набуханию, в результате чего количество сорбированной гигроскопической влаги не всегда одинаково. Поэтому по гигроскопичности нельзя судить о величине поверхности почвенных частиц. Автор считает, что «практически величина гигроскопичности, характерная для разных типов почв, может служить вспомогательным показателем ряда физических свойств почв, преимущественно обуславливающих ее водный режим, и применяться, в частности, для оценки почв в целях их мелиорации». Кутилек [31] замечает, что большая часть применяемых методов не учитывает явления набухания под действием воды различных илистых минералов.

В целом изучение поверхностных свойств почв и их высокодисперсных фракций позволяет заключить, что отрицательные свойства исследованных нами нечерноземных почв — высокая гидрофильность, заплывание, коркообразование — обусловлены наряду с малым содержанием гумуса и особенностями минералогического состава их высококоразвитой поверхности или высокой степенью дисперсности.

Литература

1. Андреев Б. В. Теоретические основы повышения плодородия солонцов и солонцеватых почв. Автореф. дис. Саратов, 1954.
2. Андрианов П. И. Теплота смачивания и уд. поверх. почв. Изд. ВАСХНИЛ, 1937.
3. Антипов-Каратаев И. Н., Рабинерсон А. И. Почвенные коллоиды и методы их изучения. Тр. ВИАУА, вып. 10. Л., 1930.

4. *Вершинин П. В., Константинова В. П.* Физико-химические основы структуры почв. Сельхозгиз, 1935.
5. *Гедройц К. К.* Учение о поглотительной способности почв. Сельхозгиз, 1933.
6. *Гениш Г.* Выращивание кристаллов в гелях. «Мир», 1973.
8. *Гилязова С. М., Колоскова А. В.* Глинистые минералы в почвах Татарской АССР. Почвоведение, 1973, № 10.
9. *Горбунов Н. И.* Почвенные коллоиды и их значение для плодородия. «Наука», 1967.
10. *Горбунов Н. И., Бекеревич Н. Е.* Природа образования почвенной корки и меры борьбы с ней. Почвоведение, 1951, № 4.
11. *Гусев Б. Ф.* Связанная вода бентонитовых и бентонитоподобных глин Поволжья. Тр. Геол. ин-та, № 13. Казань, 1966.
12. *Данилова Е. А.* Изменение гидрофильных коллоидов каштановых почв Заволжья при орошении. Автореф. дис. Саратов, 1935.
13. *Данилова Е. А., Узун В. Ф., Бесчастнов Ю. В.* Слитность каштановых почв при орош. и ее предупрежд. Тез. докл. Поволжск. регион. совещ. Волгоград, 1969.
14. *Думанский А. В.* Учение о коллоидах. М., 1937.
15. *Искендеров И. Ш.* Минералогический состав и физико-химические свойства почв Кура-Араксинской низменности. Автореф. дис. Баку, 1969.
16. *Масленкова Г. Л.* Физико-химические основы искусственного структурообразования. Сб. Тр. по агроф. физ., вып. 10, 1962.
17. *Маттсон С. Э.* Почвенные коллоиды. Сельхозгиз, 1958.
18. *Митчерлих Э. А.* Почвоведение. М., 1957.
19. *Николаев А. В.* К методике определения максимальной гигроскопичности в почве. Почвоведение, 1936, № 1.
20. *Овчаренко Ф. Д.* Влияние адсорбированных катионов на теплоту смачивания глин. УХЖ, т. 19, № 2, 1953.
21. *Овчаренко Ф. Д.* Гидрофильность глин и глинистых минералов. Изд. АН УССР, 1961.
22. *Ревут И. В.* Физика почв. «Колос», 1972.
23. *Роде А. А.* Почвенная влага. Изд-во АН СССР, 1952.
24. *Романов И. А.* Зависимость оптимальной дозы структурообразующего полимера от удельной поверхности почвы и кварц. песка. Сб. Тр. по агроф. физ., вып. 10, 1962.
25. *Сергеев Е. М.* Грунтоведение. Изд. МГУ, 1959.
26. *Соколовский А. Н.* Структура почвы и ее сельскохозяйственная ценность. Почвоведение, 1933, № 1.
27. *Тюлин А. Ф.* Коллоидно-химическое изучение почв в агрономических целях. Тр. ВИУАА, вып. 27, 1946.
28. *Dörter K.* Die Hygroskopizität als Hilfsmittel zur Bodenbeurteilung. Z. Landeskultur, H. 2, № 2, 1961.
29. *Emerson J. W.* The slaking of soil crumbs as influenced by clay mineral composition. Austral. J. Soil Res., v. 2, № 2, 1964.
30. *Fiedles M.* The active fraction of soils in relation to fertility and classification. N. Z. Sci. Rev., v. 32, № 1, 1963.
31. *Kufílek Miroslav.* Nova methoga pro stanovení specifického povechu pudy. Rostl. výroba, H. 8, № 6, 1962.
32. *Ospina L. Oscar.* Superficie específica y capacidad de intercambio de cationes en varios suelos colombianos. Rev. Fac. nac. agron., v. 20, № 55, 1960.
33. *Puillet L.* Ann. chim. et phys., 20, 141, 1882.
34. *Razouk R. J., Tobia S. K., Elbassiony T. A.* Effect of exchangeable cations on heat of wetting of soils. Soil Sci., v. 1, 1960.
35. *Schwertmann U.* Der Boden, ein oberflächenaktives System. Jahrb. Techn. Hochschule Hannover 1960—1962.
36. *Wiegner G.* Anleitung zum qualitativen agrilkulturchemischen Praktikum. Berlin, 1926.

Биолого-почвенный факультет
Казанского университета

Дата поступления
18.VII.1976 г.

A. V. KOLOSKOVA, S. M. GILYAZOVA

SURFACE PROPERTIES OF THE MAIN PLOUGHED SOILS IN TATAR ASSR AND THEIR FINE FRACTIONS

Heat of wetting, specific surface, hydrophylity, hygroscopicity and maximum hygroscopicity have been determined in soddy-podzolic, light-grey and grey forest soils, in leached and ordinary chernozems and in clay fractions (less than 0,001 mm) isolated from the above soils. The study of these properties allows to elucidate the nature of some negative soil properties (compactness, crusting and others).