П-64
552
А38

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ им. В.В. ДОКУЧАЕВА

АКАДЕМИКУ

Ф. Ю. ЛЕВИНСОНУ-ЛЕССИНГУ

Т 13

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, т. XIII
AKADEMIE OF SCIENCES OF THE USSR
TRANSACTIONS OF THE DOKUCHAIEV SOIL INSTITUTE, vol. XIII

АКАДЕМИКУ

Ф. Ю. ЛЕВИНСОНУ-ЛЕССИНГУ

К ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЮ ЕГО НАУЧНОЙ
И ОБЩЕСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

1884—1934

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1936 ЛЕНИНГРАД

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Непременный секретарь академик Н. ГОРБУНОВ

Редактор издания академик *Л. И. Прасолов*

Технический редактор Н. Ситин Корректор В. Яроцкая

Сдано в набор 15/V 1936 г. Подписано к печати 8/IX 1936 г. Формат 72×110¹/₁₆. Объем 25 п. л.
В 1 п. л. 50000 печ. зн. Тираж 1165 экз. Уполн. Главлита В—46789. АНИ № 163. Заказ № 2347.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста „Полиграфкнига". Москва, Валовая, 28.

Библиотека ... Академии ...

ОПЕЧАТКИ

Стр.	*Строчка*	*Напечатано*	*Надо*
79	24 сверху	$\frac{P}{K-F}$	$K=\frac{P}{F}$
124	14 сверху	$EA=1_0-\frac{(K_0M_0)}{\frac{K_1}{M_0}}$	$EA=1-\frac{K_0M_0}{\frac{K_1}{M_0}}$
125	12 снизу	$P_0^1:P_0=K_1:K_0$	$P:P_0=K_1:K_0$
125	2 »	EA и EA_x	EA. $EA_м$ и EA_x
136	3 сверху	Fe_2O	Fe_2O_3
139	12 снизу	$r=\frac{R_{i-1}-R_i}{n}$	$r=\frac{R_{i+1}-R_i}{n}$
140	7 сверху	$=\frac{4}{3}\pi R$	$=\frac{4}{3}\pi R^3$
144	10 снизу	$V_0'=V_0-4\pi C(m+1)\left[R_i^2+\frac{R_{i+1}}{m}R_i mR_i\right.$	надо $V'=V_0-4\pi C(m+1)\left[R_i^2+\frac{R_{i+1}-R_i}{n}mR_i\right.$
146	4 сверху	$\alpha C-\beta C^3+\gamma C^3=\frac{M-100}{\delta}$	$\alpha C-\beta C^2-\gamma C^3=\frac{M-100}{\delta}$
147	19 снизу	$W_i^3A+B=$	$W_i=A+B=$
150	3 сверху	$C-R_n$	$\frac{C-R_1}{C}$
152	Заголовок второй вертикальной графы	Число частиц данной фракции материнской породы в граммах породы.	Число частиц данной фракции материнской породы в M граммах породы

Почвенный институт посвящает этот том академику Францу Юлиевичу Левинсону-Лессингу в пятидесятилетие его научной и общественной деятельности, достигшей особенного расцвета в условиях победы социализма в Советском Союзе.

Выступив как почвовед в ряде своих первых научных работ, Франц Юлиевич затем среди своих трудов в области геологии и петрографии, получивших мировое значение, всегда остается также авторитетным представителем и руководителем наших почвенных организаций. Как бессменный в течение многих лет председатель Почвенной комиссии б. Вольного экономического общества, затем как член совета и почетный член Докучаевского почвенного комитета, Франц Юлиевич вложил свою большую долю в развитие почвоведения.

Великая пролетарская революция дала возможность возродить в 1918 г. под непосредственным руководством Франца Юлиевича центр докучаевского почвоведения в Академии Наук сначала в виде Почвенного отдела Комиссии естественных производительных сил, а затем первой академической кафедры почвоведения и как самостоятельного Института почвоведения.

И в первые годы существования Института, когда он, не успев еще окрепнуть, понес тяжелые потери в личном составе, Франц Юлиевич, вступив на пост директора Института, своим руководством и авторитетом дает ему возможность поднять и расширить научную работу и стать равноправным членом в ряду других институтов Академии.

Приветствуя полувековую многогранную и плодотворную деятельность Франца Юлиевича, Почвенный институт с глубоким уважением и выражением признательности посвящает юбиляру этот том своих работ.

Библиотека ... Казахск... филиал

ОТ РЕДАКЦИИ

Социалистическое сельское хозяйство требует от научно-исследовательских организаций Союза ССР решения ряда сложных, глубоких и актуальных научных и практических вопросов.

Такие вопросы, как борьба с засухой, как орошение Заволжья, как лесонасаждение и многие другие вопросы, имеющие крупнейшее хозяйственное значение, стали мероприятиями текущего дня, успешно разрешаемыми Советской наукой. Поэтому неслучайно, что такому вопросу, как эрозия почв, в нашей стране придается большое значение и изучение этих вопросов ставится в теснейшую связь с основной задачей социалистического земледелия — повышения урожайности. Вся сумма вопросов, связанная со структурообразованием, выдуванием, вымерзанием посевов, химизацией почвы, ирригацией, лесонасаждением и пр. требует широкого научного обобщения и освещения.

Борьба с эрозией почвы имеет своей целью, прежде всего сохранение плодородного слоя почвы, подвергающегося постоянным изменениям под влиянием самых различных факторов. Сохранение плодородного слоя почвы, как главной задачи в борьбе с эрозией почв, является большой актуальной задачей научно-исследовательских учреждений, связанных с советским почвоведением.

А. М. ПАНКОВ

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О ПОДАТЛИВОСТИ ПОЧВ К ЭРОЗИИ

За последние 50—60 лет в соответствующей научной литературе неоднократно освещалась роль человека как геологического фактора (G. Marsh, N. S. Shaler, B. L. Sherlock, А. Е. Ферсман, Er. Kaiser). Эта роль особенно проявляется в разрушении и чрезмерном удалении, удалении «сверх геологической нормы» (W. C. Lowdermilk), почвенных покровов при совокупности процессов денудации.

Разрушение и связанное с ним удаление почвенных покровов совокупностью процессов денудации при содействии преимущественно сельскохозяйственной деятельности человека, или так называемая э р о з и я п о ч в, на земном шаре принимают все большие и большие размеры.

Для отдельных государств (США) эрозия почв, по признанию авторитетов (H. H. Bennett, W. C. Lowdermilk), в настоящее время представляет уже национальное бедствие: благодаря эрозии, потери почвы и элементов пищи растений «непостижимы для человеческого ума» (H. H. Bennett).

Едва ли найдутся на земной поверхности такие о с в о е н н ы е м е с т а, где эрозия не проявляла бы свою силу. Человечеству, обольщающемуся своей победой над природой, в переживаемую фазу земледельческой и технической культуры со всеми социальными их особенностями, — в связи с ростом хозяйственной деятельности и потребностей, освоением земель и уменьшением девственных, целинных пространств, беспощадным уничтожением лесной растительности, — необходимо принять меры к рациональному использованию территорий, с учетом их рельефных и геоморфологических особенностей и свойств почв, и сохранению последних от разрушения и связанного с ним истощения.

Эрозия почв захватывает не только сельское хозяйство, но и другие многочисленные стороны народнохозяйственной жизни государств. По выражению C. W. Hobley, она представляет «problem in human geography».

Различая эрозию плоскостную или поверхностную (денудация), линейную или глубинную, в то же самое время выделяют эрозии почв, обусловленные водой, ветром и силой тяжести. Намечаются и другие

виды эрозий (тепловая, морозная). В предлагаемой статье автор говорит преимущественно о поверхностной водной эрозии, предполагая посвятить ветровой эрозии особую статью.

В своих ранее вышедших обзорных статьях по эрозии почв, составленных на основании изучения современной литературы, я показал, какое большое внимание обращено на нее за границей и особенно в США, где последствия, вызываемые поверхностной водной эрозией, трактуются как катастрофические и связываются с различными сторонами народнохозяйственной жизни.

Колоссальная литература о водной эрозии почв касается главным образом практической стороны — выработки мер борьбы с нею. Вместе с тем накопился большой материал по количественному учету смывов почв, выработана и методика самого учета. Теоретической же стороне основных причин почвенных смывов уделялось мало внимания. Большая литература, накопившаяся особенно за последние 10—15 лет, охватившая практические стороны вопроса эрозии почв, касается и географического распространения, и степени ее выраженности в различных широтах, и внешних причин, но до недавнего времени не затрагивала существенного вопроса о п о д а т л и в о с т и самих почв к эрозии. Почему одни почвы подвергаются поверхностным смывам сильнее, чем другие? Почему одна и та же почва при кажущемся равенстве всех внешних факторов, определяющих эрозию, в одном месте эродируется сильнее, в другом слабее?

Вопросов, изучающих свойства почвы в отношении к эрозии, повторяем, почти не ставилось.

Не эродирующихся почв, вообще говоря, нет. Есть различная способность к эрозии у почв. Эту с п о с о б н о с т ь или с к л о н н о с т ь п о ч в к э р о з и и я называю п о д а т л и в о с т ь ю, — все равно, будет ли это эрозия водная, ветровая или обусловленная силой тяжести. Нечего и говорить о том, что у нас в Союзе, где вопросам эрозии почти не уделяется внимания, вопрос о податливости почв к эрозии, насколько мне известно, не ставился, а свойства почв, определяющие их эрозионную способность, не изучались.

Не будем здесь касаться внешних факторов эрозии почв. В отношении поверхностной водной эрозии они достаточно выяснены. Это — величина и характер водосборной площади, метеорологические условия, характер рельефа и растительного покрова, геологический характер района, характер возделываемой культуры и обработка почвы.

Я отношу сюда еще в р е м я и в с ю с о в о к у п н о с т ь к у л ь т у р н о й и с т о р и и п а ш н и, включая сюда и социальные моменты. Последние больше чем какие-либо другие внешние факторы определили развитие поверхностной эрозии.

В одной из своих статей (28) все факторы, определяющие эрозию почв, я разделил на две группы. В одну группу входят постоянные факторы: метеорологические условия, характер рельефа с геоморфологией района, величина и характер водосборной площади и характер почвенного покрова; в другую группу входят переменные факторы: характер и количество растительности, обработка почвы с системой хозяйства и со всей совокупностью культурной истории пашни.

Такое деление факторов эрозии условно. По существу, все они в историческом аспекте переменны. Указанные переменные факторы такие, которыми мы скорее и больше можем управлять или регулировать их, и на них, по моему мнению, и должно быть обращено наибольшее внимание.

Из группы условно постоянных факторов в настоящее время я выделяю самую почву и также отношу ее в группу переменных факторов.

Переменные факторы, обусловливающие эрозию почв, являются о с н о в н ы м и факторами. Среди них важнейшим фактором будет сама почва как объект, подвергающийся постоянному изменению процессами денудации, а культурная почва — благодаря воздействию человека.

У нас еще проф. П. Ф. Бараков (1) при изучении почв Богодуховского опытного поля обратил внимание на то, что при общих однородных условиях скорее подвергаются смывам почвы распыленные. Наиболее соответствующей системой земледелия для лесостепной области царской России он же называет м н о г о п о л ь н о-т р а в я н у ю (разрядка *П. Ф. Б.*).

Значительно позднее проф. В. Р. Вильямс (9) основную причину почвенных смывов и размывов лесостепной области видит также в распыленности почвы. Однако ни П. Ф. Бараков, ни В. Р. Вильямс глубже не разбирают склонности или податливости почв к плоскостной водной эрозии (после них никто этого вопроса до последнего времени у нас и не касается).

Повидимому, H. H. Bennett в США впервые останавливается на этом вопросе. В своих многочисленных статьях (4) о почвах США он обращает внимание на эрозию почв, как на одно из бедствий народного хозяйства. В 1926 г. (5) при сравнительном изучении свойств почв различных областей США он указывает на тесную связь, существующую между химическими и физическими свойствами почв. Все почвы склонов, на которых естественно эрозия проявляется сильнее, чем на ровных местах, он разделяет на две группы. Почвы одной группы рыхлы (friable), легко пропускают воду и показывают в профиле неясную зонацию (zonation), т. е. профиль этих почв представляет постепенные переходы из одного горизонта в другой, при однородном механическом составе и хорошо выраженной структуре (friable soils). Почвы другой группы вообще пластичны и тверды, значительно более водонепроницаемы, а профиль их — с ясной зонацией, т. е. почвы второй группы обладают худшей структурой или совсем ею не обладают, механический состав профиля неоднородный, а переходы из одного горизонта в другой выражены ясно. Автором отмечается, что первая группа почв более сопротивляется эрозии (смывам), чем вторая.

Изучая химический валовой состав почв, Bennett нашел, что почвы, характеризующиеся большим количеством полуторакисей, определенно

сопротивляются эрозии: это обусловлено их склонностью принимать зернистую структуру (crumbling structure), которая благоприятствует более быстрому абсорбированию влаги в сравнении с почвами более кремнеземистыми (silicioris type); последние более легко эродируются. В первой группе почв отношение $SiO_2 : R_2O_3$ меньше 2, во второй $SiO_2 : R_2O_3$ равно 2 или больше 2. Таким образом, Bennett, по существу, связал сопротивление почв эрозии, или склонность к ней, с коллоидной частью почвы.

В литературе (4, 5, 6) имеются также указания, что почвы, обладающие зернистой или комковатой структурой, более сопротивляются эрозии, в то время как бесструктурные почвы склонны к ней. Высокое содержание органического вещества способствует уменьшению склонности почв к эрозии. Имеются также указания (4, 6) на значительную податливость почв к эрозии в зависимости от характера почвообразующих и почвоподстилающих пород, причем характер последних и условия их залегания до известной степени предопределяют, в каком направлении пойдет дальнейшее развитие начавшегося смыва, — будет ли продолжаться плоскостной смыв или смыв перейдет в размыв (глубинная или линейная эрозия). Так, в случае однородности механического состава почв и пород скорее можно ожидать плоскостной эрозии, чем в случае их разнородности, когда скорее можно предвидеть глубинную эрозию.

На почвах более тяжелого механического состава, повидимому, скорее можно ожидать развития плоскостного смыва, чем на более легких, в то время как на более тяжелых — характер глубинной эрозии будет выражен сильнее, чем на более легких (7).

Весьма ценные работы, касающиеся изучения вопроса о податливости почв к эрозии, были поставлены H. E. Middleton (19) с сотрудниками (20, 21).

В своей первой работе, появившейся в 1930 г., Middleton (19) отмечает как недостаток исследований, проведенных различными опытными станциями в США (Columbia, Mo; Spur, Fex.; Raleigh, N. C., Forest Service Exp. Sta. at Ephraim, Utah, San Bernardino, Calif.), отсутствие лабораторных исследований, которые показывали бы отношение, связь между эрозийностью (erosivity) и физическими и химическими свойствами почв. Он указывает на работы Bennett (5), который, как говорилось выше,[1] первый останавливал внимание на этом вопросе.

С целью изучения свойств почв, которые влияют на эрозию, были использованы образцы, собранные Bennett; податливость этих почв к эрозии была известна из наблюдений над их смывом.

Образцы сгруппированы Middleton в группы. Первая группа почв:

1. Nipe clay из Кубы.
2. Aikin silt clay loam из Орегона.
3. Orangeburg fine sandy loam.
4 Memphis silt loam из Миссури.

[1] См. стр. 7

Первые две почвы отличаются значительной сопротивляемостью к эрозии, несмотря на сильные дожди. Вторые две обладают противоположными свойствами.

Вторую группу составляли почвы:

5. Iredell loam.
6. Davidson clay loam.

Пятая почва эродирующаяся (erosive), шестая — неэродирующаяся.[1]

Я не стану приводить морфологического описания почв, но считаю необходимым отметить, что, к сожалению, неизвестно, однотипичны эти почвы (1-й и 2-й групп) или нет; неизвестна также их культурная история. Из краткого морфологического описания явствует, что это почвы разных типов и несомненно разного механического состава.

Над означенными почвами был произведен следующий ряд анализов.

Механический анализ проделан по международному методу,[2] несколько измененному.

Количество коллоидов определено по способу Robinson (30); эквивалент влажности — по способу, предложенному Middleton (19); наибольшая влагоемкость — по Hilgard, граница нижняя текучести — по Atterberg; определены удельный вес твердой почвы и скорость размокания (the slaking value). Последняя определялась из 5 г воздушносухой почвы, тщательно смешанной с таким количеством воды, при котором почва была вполне насыщена ею; при давлении в 2 000 фунт. на 1 дм² из нее были получены брикеты в 25 мм в диаметре.[3] Скорость размокания определялась числом секунд, необходимых для проваливания брикета при размокании через кольцо.

Содержание влаги, кажущийся удельный вес, усадка (shrinkage), объем пор в брикетах и их размеры вычислены по методу, предложенному Middleton в указанной работе (19).

Показатель (фактор) дисперсности был определен следующим образом. Образец воздушносухой почвы в количестве, равном 10 г абсолютно сухой почвы, помещался в цилиндр с резиновой пробкой, емкостью около 1200 см³. В цилиндр добавлялось дестиллированной воды до литра; цилиндр закрывался пробкой и встряхивался 20 раз. После отстаивания, с глубины 30 см пипетировались 25 см³ суспензии, величина частиц которой была не более 0.05 мм. Из сухого веса пипетированной фракции вычислялся вес ила и глины в суспензии.

[1] H. E. Middleton указывает, что эродирующиеся (erosive) и неэродирующиеся (nonerosive) — понятие относительное, как понятие растворимый и нерастворимый. Все почвы в той или иной степени склонны к плоскостной эрозии (susceptible to erosion by rim-off water).

[2] См. Novak V. Conclusions of the First commission meeting at Rothamsted-Harpenden, 1926. Intern. Soc. Soil. Sci., Brno Czechoslovakia.

[3] А. Ф. Лебедев (16) для определения максимальной молекулярной влагоемкости предложил использовать давление в 410 кг на дм². Влажность, определенная Middleton, близка к максимальной молекулярной влагоемкости Лебедева.

Процентное отношение ила и глины к весу ила и глины, полученных при механическом анализе, и дает фактор дисперсности (D. R.).

Кроме указанных анализов, Middleton вводит новое понятие — показатель или фактор эрозии (E. R.), который представляет собой частное, полученное от деления показателя дисперсности на отношение коллоидов к эквиваленту влажности.

Middleton также проводил валовые анализы над коллоидами, по возможности наиболее полно выделенными из образцов изучавшихся почв.

Знакомясь с аналитическими данными, приводимыми Middleton по указанным выше анализам, можно сделать следующие общие выводы: 1) неэродирующиеся почвы в сравнении с эродирующимися содержат больше глины (clay); 2) в них больше коллоидов; 3) у них больше эквивалент влажности; 4) больше усадка, 5) больше порозность, 6) больше отношение коллоидов к эквиваленту влажности, 7) больше уд. вес твердой фазы, 8) больше влажность [1] (в брикетах), 9) выше нижняя граница текучести и 10) больше скорость размокания, 11) меньше показатель дисперсности (D. R.) и 12) показатель эрозии (E. R.).

Особенно резко отличаются неэродирующиеся почвы от эродирующихся по свойствам 1, 2, 4, 6, 9, 10, 11 и 12. У эродирующихся почв значительно повышено количество пыли и ила (silt). Это весьма важно отметить в связи с сильной глубинной эрозией в наших почвах, образовавшихся из лёссов и лёссовидных пород.

Особо следует остановиться на показателе дисперсности (D. R.), на отношении коллоидов к эквиваленту влажности (K. E.) и на показателе эрозии (E. R.).

D. R. уменьшается с увеличением сопротивления почвы к эрозии противоположно росту отношения коллоидов к эквиваленту влажности. Более высокое отношение последних, — говорит Middleton, — указывает на более низкую водоудерживающую способность почвы, а следовательно, вероятно, и на большую скорость перколяции (просачивания воды), и соответственно с этим результирует уменьшение стока воды осадков Следовательно, свойства почвы, способствующие перколяции, уменьшают и податливость почв к эрозии. Оба фактора (D. R. и K. E.) являются показателями для характеристики эрозионных свойств почвы, а потому Middleton связывает их в одно выражение, являющееся показателем податливости почвы к эрозии (E. R.); D. R. есть функция легкости к дисперсии и механического состава почвы, а K. E. есть функция легкости перколяции и абсорбтивной способности (absorptive power) почвы; отсюда E. R. связывается с отношением почвы к воде таким образом, что низкая величина E. R. показывает высокую сопротивляемость почв к эрозии.

Что касается химического состава исследованных образцов, то Middleton подтверждает наблюдения Bennett (см. выше, стр. 7—8). Химический

[1] См. сноску на стр. 9.

состав связывается с механическим составом и содержанием коллоидов. Неэродирующиеся почвы содержат мало песка и много коллоидов.

Нельзя также не обратить внимания на то, что у неэродирующихся почв значительно выше потеря при прокаливании в сравнении с эродирующимися.

В другой работе (21) Middleton совершенно определенно указывает на отсутствие зависимости между химическим характером почвы и ее эрозионными свойствами.

Те же выводы можно сделать и из анализов, приводимых Middleton для почв Iredell и Davidson, развившихся из одной и той же породы, при одних и тех же климатических и топографических условиях. Первая из этих почв — эродирующаяся, вторая — неэродирующаяся. Механический состав верхнего горизонта эродирующейся почвы легче, чем неэродирующейся. У обеих почв эквивалент влажности почти одинаков, кажущийся уд. вес также; у неэродирующейся почвы понижена усадка и значительно повышены граница текучести и скорость размокания.

Что касается D. R., K.E. и E.R., то здесь, как и у ранее рассмотренных почв, у неэродирующейся D.R. меньше, чем E.R., и больше, чем K.E., в сравнении с неэродирующейся. Химический анализ коллоидов из почв подтверждает позднейшее мнение Middleton (21): анализ коллоидов, извлеченных из обеих почв, не дал резкого различия; отношение $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ у обеих почв почти одинаково и равно 1.5 (Iredell) и 1.88 (Davidson).

Касаясь всех аналитических данных об эродирующихся и неэродирующихся почвах, Middleton приходит к выводу, что отличительными свойствами почв, на основании которых (свойств) можно разделять почвы в их отношении к эрозии, являются D.R., отношение коллоидов к эквиваленту влажности, и E.R.

E.R., по мнению Middleton, является более важным показателем из всех, так как он включает в себя два добавочных момента, имеющих важное значение в отношении к эрозии — количество и характер коллоидов.

Для иллюстрации приведем цифровые данные по D.R., отношению коллоидов к эквиваленту влажности (K.E.) и E.R. для всех почв, изученных Middleton, с показателем их отношения к эрозии, и попытаемся вывести зависимость между всеми показателями (табл. 1).

Из знакомства с этой таблицей можно сделать следующие выводы:

1. D.R. у эродирующихся почв колеблется в пределах от 13.0 до 66.0, у неэродирующихся — от 15.1 до 5.2.

2. Колебания D. R. в пределах одной и той же почвы, отнесенной в группу эродирующихся, больше, чем у группы неэродирующихся почв.

3. D.R. у эродирующихся и неэродирующихся почв больше в верхних горизонтах, чем в нижних (при одном и том же механическом составе).

Таблица 1

D. R., K. E., E. R. для эродирующихся и неэродирующихся почв

№ почвы	Местность	Механический состав	Глубина в дм	D. R.	K. E.	E. R.	э. и.[1]
3	Memphis	Silt loam . . .	120—216	66.0	0.57	115.8	э
1	То же	То же	0—8	44.6	0.68	65.2	э
4	Orangeburg	Fine sandy loam	0—16	39.2	0.77	50.9	э
22	Shelby	Loam	0—7	31.0	0.83	37.4	э
20	Cecil	Fine sandy loam	0—6	28.4	1.10	25.8	э
27	Orangeburg	То же	96—136	27.0	1.09	24.8	э
24	Shelby	Loam	24—36	30.3	1.24	24.4	э
12	Iredell	То же	0—5	19.6	0.81	24.2	э
2	Memphis	Silt loam . . .	8—28	26.3	1.13	23.2	э
15	Iredell	Loam . .	20—27	23.5	1.03	22.8	э
6	Orangeburg	Fine sandy loam	72—96	29.6	1.32	22.4	э
23	Shelby	Loam . . .	7—24	27.6	1.24	22.3	э
25	Miles	Clay loam . . .	0—8	27.4	1.25	21.9	э
13	Iredell	Loam	5—10	13.0	0.83	15.7	э
14	То же	То же	10—20	20.9	1.39	15.0	э
5	Orangeburg	Fine sandy loam	16—72	16.9	1.36	12.4	э
16	Davidson	Clay loam . . .	0—9	13.3	1.09	12.2	н
10	Aikin	Silty clay loam	0—20	15.1	1.73	8.7	н
19	Davidson	Clay loam . . .	60	10.6	1.37	7.7	н
11	Aikin	Silty clay loam	20—40	13.4	1.94	6.9	н
21	Cecil	Fine sandy loam	6—24	9.8	1.10	6.0	н
18	Davidson	Clay loam . . .	36—60	6.6	1.55	4.3	н
17	Davidson	Clay loam . . .	9—36	6.1	1.65	3.7	н
8	Nipe	Clay	0—12	6.1	2.14	2.9	н
99	То же	То же	12—24	5.2	2.34	2.2	н

4. K.E. колеблется у эродирующихся почв от 0.57 до 1.39, у неэродирующихся — от 1.09 до 2.34; в среднем для эродирующихся почв K.E. около 1, для неэродирующихся — около 2.

5. Колебания K.E. в пределах одной и той же почвы, отнесенной в группу эродирующихся, больше, чем у группы неэродирующихся почв.

6. K.E. у эродирующихся и неэродирующихся почв в верхних горизонтах меньше, чем в нижних.

7. E.R. у эродирующихся почв находится, в общем, в пределах от 12.4 до 50—65.2; у неэродирующихся почв — от 2.2 до 12.2.

8. Колебания E.R. в пределах одной и той же почвы у эродирующихся почв больше, чем у неэродирующихся.

9. E.R. у эродирующихся и неэродирующихся почв в верхних горизонтах больше, чем в нижних.

Таким образом, корреляция между D.R., K.E. и E.R. почти полная, а между D.R. и E.R. — полная.

Middleton верхнюю границу E.R. для неэродирующихся почв принимает равной около 10; D.R. для неэродирующихся почв, повидимому, можно принять равным, примерно, тоже около этой величины (10—13).

[1] э, и — отношение почвы к эрозии: э — эродирующаяся, и — неэродирующаяся.

Необходимо, однако, сказать, что как D.R., так и E.R. являются лишь относительными показателями податливости почв к эрозии, и по их величинам никак нельзя иметь суждение о возможном количестве смываемого почвенного материала.

Для окончательного суждения о пригодности показателей Middleton и, в частности, для E.R., желательно исследовать однотипный материал (одна и та же почва на одном и том же склоне, при одних и тех же осадках и пр.). В этом отношении весьма интересно было бы сопоставить показатели D.R. и E.R. с цифровыми данными по количеству смыва, полученному вычислениями, примененными А. Ф. Лебедевым (17) при физической характеристике почвенного профиля подзола Кааанской сельскохозяйственной опытной станции. Как известно, Лебедев, исходя из абсолютного объемного веса материнской породы и увеличения массы горизонтов B_1+B_2 и уменьшения массы горизонта A_1, устанавливает величину смыва горизонта A_1. Такие сопоставления позволили бы сравнительно легко устанавливать количественное выражение поверхностных смывов по степени их интенсивности и по-иному подойти к вопросам картографии почв склонов и использования последних, а также более широко привлечь процессы эрозии к разрешению многих сторон почвенного генезиса, преобразования и динамики форм рельефа и пр. Скорее можно думать, что показатель (E.R.) Middleton есть показатель эрозии ad hoc.

C. S. Slater и H. G. Byers (32), изучая методику определения водопроводимости почв, считают весьма вероятным (тесное) соотношение между перколяцией и смывом. Пытаясь установить связь между перколяцией и E.R. (Middleton), они устанавливают показатель перколяции (P. R.). Произведенные ими многочисленные исследования илистых фракций (silt fractions) из различных почв показали, что илистые фракции слабо пропускают воду; присутствие глины или коллоидов в илистой фракции не может уменьшить водопроводимость до больших размеров. С другой стороны, добавление некоторых типов коллоидов к илу должно привести к образованию аггрегатов из ила и коллоидов, дав структуру почве и, таким образом, увеличить скорость перколяции. Водопроницаемость (перколяция) такой почвы должна широко варировать, завися от размеров структуры. Добавление песка (sand) к илу (silt) увеличивает скорость перколяции благодаря увеличению эффективного диаметра почвенных зерен. Такой характер увеличения (роста) перколяции представляет меньше вариаций, чем тип перколяции, обусловленный образованием аггрегатов благодаря связывающей способности коллоидов.

Но так как прибавление (рост) как песка, так и глины может увеличить водопроницаемость почв, то не неожиданно, что в ряде почв, образующихся при однородных условиях выветривания и содержащих сравнительно однородный коллоидный материал, уменьшение в содержании ила должно соответственно увеличить и проницаемость их для воды. Характер суспензии обусловлен количеством и качеством коллоидов,

находящихся в почве, как и содержанием в ней ила. Процент суспензии может иметь более широкое значение, чем процентное содержание ила как показатель проницаемости. Коллоиды, находящиеся в почве, могут способствовать увеличению или уменьшению процента суспензии, завися от степени связности ила, находящегося в устойчивом состоянии, или от способности его к дисперсности, а скорость, при которой вода проходит через почву, в отдельных случаях может, таким образом, задерживаться осадком, образующимся как при перколяции, так и при стоке.

Деля процент суспензии на процентное отношение коллоидов к эквиваленту влажности, Slater и Byers получают показатель перколяции (P.R.).

Считая весьма вероятной тесную зависимость между перколяцией и эрозией, Slater и Byers дают следующую формулу:

$$\text{E. R.} = \frac{100 \times \text{суспензия в \%}}{\text{\% ила и глины}} \times \frac{\text{эквивалент влажности}}{\text{коллоиды в \%}}.$$

Подобным же образом показатель перколяции:

$$\text{P. R.} = \frac{\text{суспензия в \%}}{1} \times \frac{\text{эквивалент влажности}}{\text{коллоиды в \%}} \times \frac{100}{\text{\% ила и глины}}$$

Приведенные формулы содержат фактор, который имеется в E.R., и являются тождеством для гипотетической почвы, состоящей на 100% из ила и глины. Указанное отличие значительно возрастает с увеличением процентного содержания песка, а это в свою очередь заставляет предполагать, что E. R. не может дать полного представления о податливости почв к эрозии и именно для таких почв, которые распадаются при размокании на устойчивые частички и, следовательно, не дадут соответственного увеличения общей суммы легко суспендированного материала. Такие почвы должны дать небольшую величину для E.R. Для некоторых почв P.R. также может привести к большим ошибкам, если по этому показателю судить о склонности почв к эрозии.

Несмотря на указанные возражения Slater и Byers, все же надо признать, что характер водопроводимости почвы, особенно верхнего горизонта, при однородности механического состава почвенного профиля имеет большое значение при решении вопроса о податливости почв к эрозии, и что D.R., как и E.R., являются большим шагом вперед в этом отношении. Как указано выше, E.R. является лишь относительным показателем податливости почв к эрозии. Об этом говорит и Middleton, и каждый раз следует разобраться и в других свойствах почвы.

Последующие работы H. E. Middleton, C. S. Slater и H. G. Byers (20, 32) не прибавили ничего принципиально нового в решение вопроса о податливости почв к эрозии. Упомянутые работы содержат большой аналитический материал по почвам ряда опытно-эрозионных станций с подробным погоризонтно-морфологическим описанием почв серий: Houston, Kirvin. Shelby, Colbi, Cecil, Palouse. Здесь имеется и P.R. (Byers).

Приводить все аналитические данные из этих работ мы не можем. Остановимся лишь на D.R., K.E., E.R. и P.R. из второй работы (9) (табл. 2, см. стр. 16).

В колонке 11-й дано отношение почвы (ее горизонтов) к эрозии, согласно указанным выше показателям и главным образом E.R.

Можно сказать, что D.R. и E.R. дают почти полное совпадение; K.E. и E.R., наоборот, в оценке податливости к эрозии дают большие расхождения.

Отмечается также неоднородность почвенных горизонтов в отношении к эрозии, при этом верхний слой у всех почв имеет D.R. и E.R. выше, чем нижележащие. По ним до известной степени можно предсказать, какая часть (какой горизонт) профиля более склонна к эрозии, какая меньше, а это может до известной степени служить придержкой в решении некоторых технических вопросов, например при террассировании P.R. не коррелирует ни с одним из показателей.

Необходимо отметить, что D.R. и E.R. на той же почве одного склона значительно колеблются, оставаясь, однако, в пределах, характерных для эродирующихся и неэродирующихся групп. Наименьшие отклонения дают цифры K.E., E.R. и D.R., являясь относительными показателями эрозии различных почв, никак не могут характеризовать податливость одной и той же почвы к эрозии при различных культурах или обработке, так как они не соответствуют ни величине стока, ни количеству смыва при тех же условиях, так как смыв может изменить не только характер почвы, но и свойства относительно других почв склона. Это видно из следующих данных, взятых со станций Temple (Texas) и Guthrie (Kanzas), работающих с 1930 г. (табл. 3, см. стр. 17).

L. D. Baver (3), разделяя факторы эрозии на метеорологические, местные и внутренние, указывает на преимущественную роль местных факторов, таких, как характер склона и поверхности, количество и характер растительности. Что же касается внутренних свойств, то таковыми являются именно те свойства почвы, которые обусловливают ее склонность к эрозии. В самой общей форме факторы, обусловливающие эрозию почв, изображают в виде следующего равенства:

$$E = (R, G, V, S) \qquad (1)$$

где E означает эрозию, R — количество и интенсивность дождя, G — характер склона и поверхности, V — количество и характер растительности, S — физические свойства почвы. Остановимся на физических свойствах почвы, обусловливающих ее податливость к эрозии. Baver разделяет их на две группы: свойства, обусловливающие сток, и свойства, обусловливающие передвижение почвы (почвенных частиц) в период стока. Далее он останавливается на «absorptive capacity for water, permeability of soil profile и base of dispersion». «Absorptive capacity for

Таблица 2

D. R. K. E., E. R. и P. R. почв опытно-эрозионных станций

№ образца	Почва	Глубина в дм	Станция	D. R.	э.н.	K. E.	э.н.	E. R.	P. R.	э.н.
6096	Houston black clay	0—3	Temple, Texas	10.9	н	1.35	н	8.1	6.98	н
6097	» » »	14—20	» »	5.4	н	1.46	н	3.7	—	н
6098	» » »	29—36	» »	6.7	н	1.46	н	4.6	—	н
6099	» » »	36—50	» »	10.1	н	1.30	н	7.8	—	н
6678	Kivin fine sandy loam	0—12	Tyler, Texas	37.7	э	0.75	э	50.2	12.05	э
6679	» » » »	12—24	» »	13.4	н	1.86	н	4.2	—	н
6680	» » » »	24—51	» »	12.4	н	1.74	н	7.2	—	н
6681	» » » »	51—63	» »	16.6	э	1.55	н	10.7	—	н
6682	» » » »	63—75	» »	24.9	э	1.49	н	16.7	—	н
6718	Vernon fine sandy loam	0—3	Guthrie, Okla	23.7	э	0.78	э	30.3	7.95	э
6719	» » » »	3—10	» »	17.3	э	0.91	э	19.0	—	э
6720	» » » »	10—27	» »	16.7	э	1.21	н	13.8	—	э
6721	» » » »	27—58	» »	25.9	э	1.05	э	24.7	—	э
6797	Shelby silt loam	0—7	Bethany, Mu	27.1	э	0.94	э	28.8	20.60	э
6798	» » »	8—12	» »	13.2	н	1.42	н	9.3	—	н
6799	» » »	12—20	» »	16.0	э	1.44	н	11.1	—	э
6800	» » »	20—24	» »	22.6	э	1.37	н	16.5	—	э
6801	» » »	24—48	» »	28.3	э	1.17	н?	24.2	—	э
6802	» » »	48—60	» »	27.8	э	1.17	н?	23.8	—	э
6802A	(песч. кармин.)	—48	» »	41.4	э	1.02	э	40.4	—	э
6802B	» »	60—84	» »	40.2	э	0.86	э	46.7	—	э
6842	Colby silt clay loam	0—10	Hays, Kanzas	15.3	э	1.18	н?	13.0	10.28	э
6843	» » » »	10—20	» »	10.8	н	1.22	н	8.8	—	н
6844	» » » »	20—33	» »	18.8	э	1.23	н	19.8	—	э
6846	» » » »	37—60	» »	35.7	э	1.21	н	29.5	—	э
6847	Colby silt clay loam	60—72	Hays, Kanzas	33.6	э	1.12	э	30.0	—	э
6977	Cecil sandy clay loam	0—6	Statesville, N.C.	22.9	э	1.00	э	22.9	10.48	э
6978	» » » »	6—32	» »	11.3	н	1.72	н	6.2	—	н
6979	» » » »	32—60	» »	9.6	н	1.74	н	5.5	—	н
8069	Palouse silt loam	0—20	Pullman, Wash.	20.4	э	1.05	э	19.4	17.75	э
8070	» » »	20—33	» »	16.2	э	1.28	н	12.7	—	э
8071	» » »	33—62	» »	21.6	э	1.30	н	16.6	—	э
8072	» » »	62—75	» »	28.6	э	1.19	н	24.0	—	э
8073	» » »	75—84	» »	26.2	э	1.21	н	21.7	—	э
8736	Marshall silt loam	0—13	Clarinda, Iova	16.1	э	1.13	н	14.2	13.46	э
8737	» » »	13—24	» »	7.9	н	1.24	н	6.4	—	н
8738	» » »	24—45	» »	18.2	э	1.13	э	16.1	—	э
8739	» » »	45—71	» »	31.8	э	0.92	э	34.5	—	э

Таблица 3

Сток, эрозия, E. R. с участков под различными культурами с опытно-эрозионных станций

№ участка	Сток в %	Эрозия акр/тонн	Обработка и культура	E. R.
1. Temple, Texas				
Почва — Houston black clay				
Годов. осадки — 33.01 дм, склон — 3.75%				
1. (Короткий уч.) . . .	16.45	20.88	Хлопок	9 6
2. (Длинный уч.) . . .	18.45	16.67	То же	10.1
3. (Не для всего времени работ) . . .	6.26	3.01	То же	7.8
4.	21.36	25.29	Хлопок (зел. удобр.)	9.1
5.	27.77	24.63	Хлопок (подпочв.)	7.0
6.	20.89	27.83	Трава	9.0
7.	11.90	13.77	Хлопок (зел. удобр.)	1.1
8.	12.68	10.52	Хлопок (подпочв.)	6.5
9.	10.72	11.89	Хлопок (зел. удобр.)	10.3
10.	12.11	11.24	Хлопок (подпочв.)	8.9
11. Участок без верхнего слоя	12.12	6.03	Хлопок	4.7
2. Hays, Kanzas				
Почва — Colby silt clay loam				
Годов. осадки — 22.78 дм, склон — 5%				
1. (Короткий уч.) . . .	12.68	1.99	Пшеница	19.6
2. (Длинный уч.) . . .	12.49	3.22	То же	15.7
3.	12.72	2.13	То же	17.9
4.	0.69	0.27	Трава (подстриж.)	16.7
5.	12.56	3.37	Пшеница	16.8
6.	15.96	6.95	Пар	17.5
7.	19.01	3.05	Сорго	16.7
8.	19.25	4.54	То же	16.3
9.	0.06	0.01	Трава (нестриж.)	16.6
10. Участок без верхнего слоя	12.17	2.62	Пшеница	24.1

Местность	Сток в %	Эрозия акр/тонн	E. R.	Склон в %
Temple	15.52	15.73	8.2	3.75
Hays	11.76	2.82	17.8	5
Gutherie	13.55	13.73	46.4	7.7
Tuler	5.5	2.93	30.4	8.75

12057

Библиотека Ботанического сада

water» мы понимаем как водовпитывающую способность почвы и, таким образом, сток мы связываем с водовпитывающей способностью почвы и водопропускной (permeability) ее способностью. Чем больше та и другая, тем меньше сток. Но водовпитывающая способность связана с механическим составом (текстурой почвы) и структурой. Скорость и величина водовпитывающей способности почвы увеличивается с погрублением ее механического состава. Песчаные почвы, например, впитывают воду быстрее, чем глинистые. Эта способность возрастает также с зернистой структурой; глинистая почва с зернистой структурой впитывает воду значительно быстрее, чем та же почва, но лишенная структуры. Это связано с большей порозностью почвы. Зернистость связана с содержанием органического вещества и извести, и, таким образом, с большим их содержанием впитывание воды идет быстрее. Рыхлость почвы также увеличивает впитывающую способность. Рыхлые, зернистые почвы будут, таким образом, более впитывать (take up) воды, чем почвы компактные и с ровной поверхностью.

Что касается водопропускной способности почвенного профиля (permeability), то ее роль сводится к фильтрации избытка воды через нижележащий слой. Скорость фильтрации определяется также механическим составом и структурой: с погрублением первого и увеличением второго водопропускная способность растет. Большую роль при смывах почв играет водопропускная способность отдельных горизонтов почвы. Если переходные горизонты и подпочва задерживают фильтрацию, то, несмотря на исключительную порозность верхних слоев, эрозия будет велика, так как поверхностные горизонты быстро насытятся водой и почва начнет смываться. Понятно, что эта быстрота насыщения водой для различных почв будет различна. Большое внимание при этом Baver обращает на легкость почвы к дисперсии (ease to dispersion). Почва не будет смываться (обычными, спокойными дождями), пока ее частицы не будут приведены в воде в состояние суспензии. Очевидно,— говорит— он, что почвы, труднее дисперсирующиеся, менее податливы к эрозии. Точно так же как почвы, у которых частицы аггрегированы в зерна, благодаря органическому веществу и извести, не склонны к дисперсности, а, следовательно, должны оказывать сопротивление и смыву. Известно, что латеритные почвы тропических и субтропических областей диспергируются с большим трудом, отличаются и сравнительно малой податливостью к смывам, несмотря на большие осадки. Размер частиц при эрозии, таким образом, играет роль. Аггрегация более тонких частиц с малым гидравлическим значением требует большей скорости потока для передвижения почвы (для смыва). Степень аггрегации почвы играет очень большую роль в определении податливости почв к эрозии; чем меньше у почвы способность к дисперсии, тем труднее получить суспензию, а возрастание размера частиц, таким образом, требует большей скорости воды для сноса почвы.

Рассуждая таким образом, Baver приводит вышеуказанное равенство (1) к такому виду (при постоянстве склона, осадков, характера растительности и пр.):

$$\frac{E}{S} = K. \qquad (2)$$

равенство (2) характеризует такое положение, при котором смыв меняется от свойств почвы.

При различии этих свойств равенство (2) принимает вид:

$$E = \frac{KD}{APp}, \qquad (3)$$

где E — эрозия, K — константа (2), D — легкость почвы к дисперсии, A — впитывающая способность,[1] P — водопропускная способность, p— размер частиц.

Это выражение (3) показывает, что смыв почвы прямо пропорционален легкости дисперсии и обратно пропорционален впитывающей и водопропускной способности почвы и величине почвенных частиц. Baver так объясняет например сопротивляемость смывам тропических почв. Благодаря химической природе почвенных частиц эти почвы сильно агрегированы и обладают большой скважностью; они с большим трудом дисперсируют; водовпитывающая[1] и водопропускная способности их относительно велики. Хотя они и содержат много глины, но она аггрегирована. Несмотря на ливни, почвы эти обладают сопротивляемостью точно так же, как почвы, содержащие большое количество органического вещества и извести.

Разбираясь по существу в приведенных рассуждениях Baver, мы видим, что они подтверждают выводы Middleton, который на основании показателя дисперсности (и состояния аггрегации) делит все почвы на эродирующиеся и неэродирующиеся. Понятно, что состояние аггрегации определяет дисперсность, водовпитывающую, водопропускную способности, но все же этого недостаточно для полного разрешения вопроса о податливости почв к эрозии.

В литературе имеются данные, противоречащие некоторым выводам Middleton и Baver.

Так, основное положение Middleton—Baver — «чем больше легкость к дисперсии, тем выше податливость почв к эрозии» — не подтверждается наблюдениями В. В. Охотина и О. Ф. Смирновой (27), которые нашли, что почвы, насыщенные натрием, меньше поддаются размыванию, чем если бы этого насыщения не было. Упомянутые авторы брали чернозем и глину из под Вятки (Киров), насыщенную и ненасыщенную натрием (NaCl); приготовив из нее цилиндрики с основанием в 2 см² и высотой в 2 см, они производили наблюдения над скоростью их размывания при скорости водного потока в 6.5 м в минуту. Оказалось, что для размывания образцов, насыщенных натрием, потребовалось больше времени, чем для ненасыщенных, что видно из нижеприводимых данных (табл. 4).

[1] Absorptive capacity for water.

Таблица 4

Скорость размывания ненасыщенных и насыщенных натрием чернозема и глины

(По Охотину — Смирновой)

Название образцов	Время размывания
1. Чернозем ненасыщенный	16 мин. 0 сек.
2. Чернозем, насыщенный натрием . . .	57 » 30 »
3. Глина ненасыщенная	11 » 30 »
4. Глина, насыщенная натрием	30 » 12 »

Мне кажется это понятным. В самом деле, текущая по поверхности склона вода обладает механической силой, пропорциональной живой силе воды

$$\frac{mv^2}{2},$$

где m — масса стекающей воды, а v — скорость течения. Давление, оказываемое водой на частицы почвы, выражается величиной (14):

$$\gamma \cdot \delta \cdot \frac{\pi d^2}{4} \cdot \frac{v^2}{2},$$

где γ — удельный вес единицы объема воды, δ — коэффициент, зависящий от шероховатости поверхности и формы частиц (равен 0.55—0.79), d — диаметр частицы. Если сопротивление встречающихся на пути воды частиц почвы, равное

$$\frac{\pi d^3}{6} \cdot (\gamma' - \gamma) \cdot f,$$

(где γ' — удельный вес частицы, а f — коэффициент трения при скатывании частиц) меньше силы давления воды, то начинается смывание частиц почвы, и частицы передвигаются до тех пунктов, где уменьшение уклона, а следовательно и уменьшение скорости течения (v) ослабляют механическую силу текущей воды. Следовательно, условия размыва будут выражаться:

$$\gamma \cdot \delta \frac{\pi d^2}{4} \cdot \frac{v^2}{2g} > \frac{\pi d^3}{6} (\gamma' - \gamma) f,$$

или, по сокращении, получим:

$$\delta \cdot \frac{v^2}{2} > \frac{2}{3} d \left(\frac{\gamma'}{\gamma} - 1 \right) f,$$

т. е. смыв и размыв будут происходить тем интенсивнее, чем больше скорость стекания воды, чем меньше шероховатость поверхности, чем меньше диаметр почвенных частиц и меньше их удельный вес.

Приведенные выражения условий смыва возможны в условиях предельной влажности[1] частиц и не принимают во внимание способность

[1] Предельной влажностью (влагоемкостью) я называю то количество воды, которое почва или грунт содержат, находясь в воде в виде осадка (объемная влажность в объеме осадка).

почвы легко переходить в дисперсное состояние. Согласно известному положению, гласящему: линейные размеры влекомых частиц пропорциональны квадрату скорости (закон Эри), или транспортирующая способность воды пропорциональна шестой степени ее скорости. Между тем, мне кажется, что скорость прохождения воды потока, необходимая для приведения почвы в дисперсное состояние, должна быть значительно больше, чем скорость, необходимая для переноса частиц, уже находящихся в состоянии суспензии.

С другой стороны, проф. М. А. Великанов (7), указывая, что закон Эри справедлив лишь для частиц крупного размера, говорит, что частицы, размеры коих приближаются к нулю, могут в потоке и не сдвинуться с места.

Этот парадоксальный вывод,—говорит он,—понятен из следующих соображений: уменьшая размеры частиц, мы уменьшаем тем самым и значение скорости на высоте частицы, так как в придонном слое скорость резко уменьшается в направлении ко дну. Следовательно, возможна такая средняя скорость потока, при которой сколь угодно малые частицы не тронутся с места, так как чем меньше частица, тем меньше и действующая на нее скорость.

Передвижение частиц начнется и тогда, когда частицы не будут находиться в состоянии «предельной влажности», но в состоянии, которое К. Терцаги (34) определяет понятием «смазки». Это такое состояние, при котором сцепление между частицами почвы (грунта) равно почти нулю, но частицы почвогрунта настолько смазаны водой, что будут скользить друг по другу, и для сноса их не требуется ни большой силы воды, ни большого ее количества, ни значительного уклона местности: частицы будут смываться благодаря «смазке» и силе тяжести.

Такой вид эрозии почв, мне кажется, особенно сильно развит весной, в период начавшегося таяния поверхности почвы, когда нижние слои находятся еще в замерзшем состоянии, и, особенно, в районах и на почвах, у которых органическое вещество обладает резко выраженной способностью к пептизации. При этом процессе происходит наибольшая потеря органического вещества почвы, переоткладывающегося в пониженные элементы рельефа. В эти периоды органическое вещество как бы «течет» из почвы, и почвы склонов, действительно, обедняются ценнейшей своей частью. В это время, вероятно, происходит и наибольшая потеря почвой своей агрегатности и водопрочности, вероятно, в связи с потерей почвой клеющего цемент свойства. С увеличением таяния и скорости водного потока и нарастания влажности почвы до «предельной» будет происходить усиленный унос поверхностных частей гумусового слоя. В процессе пептизации органического вещества может значительно усилиться и пептизация минеральных коллоидов, которые также будут «вытекать» из почвы.

Вопрос о характере коагелей почвы и склонности их к пептизации, поставленный А. Ф. Тюлиным (35), по моему имеет огромное значение при изучении процессов эрозии и ее влияния на ход почвообразовательных

процессов. Этот же вопрос, как указывает и А. Ф. Тюлин, имеет большое значение и при подготовке почвы к механическому анализу и, следовательно, при определении Миддлетоновского E. R.

Таким образом, при формулировке вышеприведенных положений, определяющих эрозию силами водного потока и размером частиц, не учитывается склонность почв к дисперсии (легкость дисперсии). На это, между прочим, указывает и Bayer. Одновременно с этим дисперсность в той трактовке, какой пользуются Bayer и Middleton, если и является критерием для суждения о податливости почв к эрозии, то также скорее для различных типов, чем когда изучается податливость к эрозии почв, близко стоящих и окультуренных, или различных горизонтов одной и той же почвы. Факторов дисперсности имеется большое количество, как об этом можно судить по многочисленным работам (A. N. Puri, B. A. Keen, A. Stöckli, К. К. Гедройц, М. А. Егоров, В. И. Харченко, М. М. Пронин, Ф. Соболев и С. Драчев, Л. П. Розов, А. М. Панков и др.).[1] Среди этих факторов *огромную роль играют* характер возделываемого растения, время, продолжительность использования почвы, ее обработка, широко говоря, — *история используемой пашни*.

В свое время М. М. Панковым (29) была показана значительная подвижность (растворимость) перегноя на пашне в сравнении с целиной. Он указывает, что, несмотря на различие механического состава, почва, будучи под целиной, отдает в раствор меньше органических веществ, чем та же почва, находившаяся под пашней: «в пашне образуются более подвижные соединения перегноя — креновая и апокреновая кислоты — в залежи — менее подвижные».

M. L. Nichols и H. D. Sexton (25, 26), занимаясь разработкой методики изучения почвенных смывов, устанавливают следующие факторы эрозии почв: состав и структуру почвы, характер поверхности (пашни) и действующий водный поток. Так как нас интересуют *свойства самой почвы в отношении к эрозии*, то мы остановимся только на первых двух факторах — на составе и структуре. По мнению Nichols и Sexton, при эрозии почв играют роль химический состав, удельный вес и величина частиц, количество коллоидов, содержание органических веществ и влажность почвы. На эти же моменты, кроме влажности, указывал и Middleton с сотрудниками (19). В частности, в отношении количества коллоидов как показателей податливости почв к эрозии, из приводимых Middleton данных определенно видно, что его группа неэродирующихся почв содержит значительно больше коллоидов, чем группа эродирующихся. У неэродирующихся почв количество коллоидов не падало ниже 50%, большей же частью количество их выше. У эродирующихся, наоборот, содержание коллоидов не поднималось выше 30%, большей же частью содержание их было меньше 20%, и лишь одна почва из 17 исследованных и отнесенных в группу неэродирующихся содержала свыше 60% коллоидов. Что касается удельного веса (уд. веса твердой фазы), то,

[1] См. работу автора в Трудах Почвенного института Ак. Наук, т. X, вып. 6, 1934.

вообще говоря, по Миддлетону, у неэродирующихся он выше, чем у эродирующихся. Такую же зависимость можно найти и между количеством органического вещества и податливостью к эрозии. Однако, полной корреляции здесь нет, как нет ее у последней и с механическим составом. Говоря о механическом составе, мне кажется, необходимо также, при обсуждении вопроса податливости почв к эрозии, принимать во внимание величину разнообразия или однообразия размера частиц, их форму и количество пыли и ила (silt).

G. K. Gilbert и E. C. Murphy (12), изучая перенос взвешенного материала текучей водой, нашли, что материал, состоящий из частиц одинакового размера, передвигается менее легко, чем состоящий из частиц разных размеров. Отсюда можно заключить, что чисто глинистые почвы менее податливы к смывам, чем суглинистые, богатые пылью и илом (silt). С другой стороны, что касается формы частиц, то округлые частицы при движении водного потока будут катиться, угловатые же будут прыгать, и эффект смыва у первых будет иной, чем у вторых. Особенно легко происходит удаление водой частиц пластинчатых (напр., у глинистых сланцев), которые скользят и не будучи смочены водой. Передвижение частиц по склону происходит и в силу чисто физических причин (неравномерного нагревания и др.), обусловливая так называемую сухую плоскостную эрозию; можно говорить и о морозной эрозии (денудации).

Что касается влажности почвы, то она несомненно в значительной степени определяет податливость почвы к смывам. Одна и та же почва, но при различном состоянии влажности, относится к смывам различно.

Различные почвы, будучи сухи, могут одинаково эродироваться. При этом *играет роль характер сложения пахотного слоя* главным образом. Под *сложением пахотного слоя* мы будем понимать степень компактности, степень распыления почвы. *Сухая и распыленная почва близка к подвижному состоянию*, особенно грубого механического состава. Что касается тонкого механического состава, то в распыленном состоянии такая почва также может быть близка к подвижному состоянию и будет стремиться занять угол, равный предельному углу сыпучих твердых тел. Наконец, распыленная сухая почва с трудом пропускает воду, в особенности, в периоды ливней или обильных дождей, когда выпадающее сразу большое количество воды даже при самых благоприятных условиях не может впитаться почвой и, стекая по поверхности, производит бо́льшой снос частиц и размывает поверхность почвы, действуя как широкий подпилок или как пила (А. Н. Костяков). Распыленная почва по высыхании дает корку, по которой легко идет смыв. В свое время еще П. Ф. Бараков (1) указывал, что, несмотря на сильные дожди, подпахотный слой таких почв оказывался сухим. С. К. Богушевский особенно подчеркивал «необходимость оберегать крупичатое строение почвы», иначе следует опасаться «относительного или временного истощения земель» под влиянием смыва. Он дает таблицу, наглядно изображающую действие и последействие на вспаханную землю различного вида атмосферных осадков. Он

пришел к тем же выводам, к каким пришел и E. Wollny (10). Напитавшись водой, распыленная почва, повидимому, с большим трудом пропускает воду и, дойдя до предельной смачиваемости (тем более, что прохождению воды вглубь, в подпахотный горизонт, будет препятствовать пахотная «подошва», тем резче проявляющаяся, чем продолжительнее вспашка на одну и ту же глубину), вместе с водой сама начнет «течь, как вода». Это будет происходить в том случае, когда количество воды в распыленной почве будет близко к нижней границе текучести — к воде отрыва капли, по моему определению.[1] Я полагаю, что влажность почвы в значительной степени может определить податливость почвы к эрозии. Наблюдения Nichols и Sexton (26) подтверждают это. Но влажность же может и понизить эту способность, так как влажность (точнее, физическое состояние почвенной воды) до известной степени определяет структурное состояние почвы и водопрочность структуры. Не вдаваясь в историю вопроса о влиянии влажности на структурообразование, нельзя не обратить внимания на работу I. Slipher (33), на которого я своевременно ссылался (28) и который смотрит на влагу в почве, как на фактор структурообразования. «Связь между влажностью почвы и структурообразованием является весьма тонкой, — говорит он.—Для успешной обработки почвы в ней существует оптимальная влажность. При обработке в пределах этого оптимума почва дает максимальное структурообразование, вне этих пределов она (структура) становится либо непрочной, либо совершенно исчезает».

Д. Г. Виленский и В. И. Германова (8) в своей предварительной работе по тому же вопросу, о котором говорит и Slipher, эту влажность называют «влажностью структурообразования», понимая под ней то содержание влаги в почве при ее обработке, которое обеспечивает создание в ней наиболее прочной структуры. Slipher говорит о возможности установления показателя влажности для каждой почвы, при котором возможны наилучшие сроки обработки почвы (установление почвенного календаря сроков обработки). Другими словами, влажность почвы, при которой происходит обработка, определяет и механическое структурообразование, и механическую прочность почвы, т. е. препятствует ее распылению. Исследования Виленского и Германовой показали, что влажность структурообразования определяет и водопрочность структурных элементов. Структура же, как мы видели, как будто должна увеличивать сопротивление почвы смывам. По недавним исследованиям В. Б. Гуссака (11), экспериментально изучавшего смыв почв (методом Wollny—Lowdermilk[2]) на двух разностях красноземов влажных субтропиков Грузии (причем объектом для исследования служили

[1] Журн. «Почвоведение» за 1935 г.

[2] Метод состоит в изучении смыва на монолитах определенной площади. Смыв на монолитах изучается при естественных осадках, при различных уклонах монолитов, закладываемых при различной экспозиции.

слабо оподзоленные, среднесуглинистые и неоподзоленные, с признаками оподзоливания, суглинки на красноземной коре выветривания), оказалось, что «элювиальные почвы должны смываться в меньшей степени, чем делювиальные». Между тем устойчивость аггрегатов в отношении размывающего действия воды, определенная по методу В. Р. Вильямса, была значительно выше у делювиальной разности, чем у элювиальной. Но, повидимому, у последней водопропускная способность выше, чем у первой; этим и можно объяснить понижение на элювиальной разности смыва, так как и по аггрегатному и по механическому составу обе почвы были достаточно близки. Изучение вопроса о податливости почв к эрозии в значительной степени упирается в вопрос о культурном использовании почвы (время обработки) и ее историю (продолжительность использования). Упирается этот вопрос и в так наз. физическую спелость почвы (Г. А. Маландин, 18), определяющую в дальнейшем физико-химические и биологические процессы в почве. Отсюда ясно, что одна и та же почва, при прочих равных факторах эрозии, явится в различной степени податливой к смывам, в зависимости от характера влажности при обработке почвы.

Таким образом, и изучение водопрочности структурных аггрегатов является мерой для суждения о податливости почв к эрозии скорее, может быть, в пределах различных типов или разностей типа, или для отдельных горизонтов одной и той же почвы, чем для культурных вариантов одной и той же почвы, если игнорировать состояние влажности.

Интересно знать, каково физическое состояние влажности структурообразования и прочности. Виленский и Германова (8) указывают, что «влажность структурообразования не представляет какого-либо для всех почв одинакового процента капиллярной влагоемкости, а для каждой почвы этот процент разный», что «сопоставление данных по водопрочности структуры с данными емкости поглощения и механического состава не обнаруживает здесь такой же сравнительно простой связи, как в случае механической прочности». Для исследованных ими образцов глины, чернозема, морены, иллювиального горизонта, подзолистой почвы, лёсса, пахотного горизонта, элювиального горизонта подзолистой почвы и песка в табл. 5 приведена гигроскопическая вода, максимальная гигроскопичность и влажность структурообразования.

В литературе (E. C. Fippin, 36, F. K. Cameron, 13) было высказано мнение, что причиной образования зернистой структуры является сжатие водной пленки.

Мне вспоминается демонстрация А. Ф. Лебедевым на одном из Всесоюзных съездов почвоведов опыта получения искусственной структуры при смачивании воздушносухой почвы водой. Сжимающие силы водной пленки, вероятно, и дают начало структурообразованию, которому способствуют определенные «линии слабого сцепления» частиц. В одной из

Таблица 5

Гигроскопическая вода, максимальная гигроскопичность и влажность структурообразования для различных почв

(По Виленскому и Германовой)

Название образца	Гигроскоп. вода	Максим. гигроскоп.	Влажность структурообразов.	Местность
Глина	4.9	8.0	35	Киев
Чернозем (0—20 см)	5.8	8.0	37	Ст. Голендры Ю.-З. ж. д.
Морена	3.5	5.0	21	Киев
Иллювиал. гориз. (78—86 см)	2.3	3.4	21	С. Городня, Черниговской обл.
Лёсс	2.2	3.0	20	Киев
Пахотн. гориз. подзол. почвы (0—20 см)	0.9	1.3	15	С. Городня, Черниговской обл.
Элювиал. гор. (32—42 см) .	0.6	0.8	10	То же
Песок (промытый)	0.1	0.2	8	Днепровский аллювий, Киев

своих работ [1] я ставил опыты по получению таких «линий слабости», а в недавнее время я их продолжил в работе по «Влиянию поглощенных катионов на усадку почвы и внешнее ее выражение». [2] Ориентировочно определяя количество воды [3] в период появления трещин (по «линиям слабости», линиям, характерным для каждого из насыщающих нацело катионов почву), я находил его близким к количеству максимальной молекулярной влагоемкости А. Ф. Лебедева (16, 17). Поэтому весьма интересно сравнить влажность структурообразования с максимальной молекулярной влагоемкостью. К сожалению, данные по максимальной молекулярной влагоемкости Виленским и Германовой не приводятся. Попробуем воспользоваться, просто для ориентировки, данными по максимальной молекулярной влагоемкости из работы А. Ф. Лебедева «Физическая характеристика почвенного профиля» (15). Для изученных им черноземов (мощный, обыкновенный, южный) максимальная молекулярная влагоемкость колебалась от 19 до 30% (29.6%), для пахотного горизонта подзолистых почв (не песчаных) она колеблется от 11—14% до 18%, для элювиального горизонта (A_2 по Лебедеву) — около 10%, для лёсса Одессы (Ботанич. сад Университета) около 17% (16.4—16.9).

В общем, влажность структурообразования несколько выше максимальной молекулярной влагоемкости, кроме песка, где влажность структурообразования уже значительно выше максимальной молекулярной влагоемкости. Цитируемые авторы указывают, что «чем больше

[1] Труды Почвен. инст. Акад. Наук, т. VIII, вып. 2, 1933.

[2] Работа подготовляется к печати.

[3] Работа еще не закончена.

почва содержит в себе глинистых частиц и чем выше емкость поглощения ее, тем выше влажность структурообразования» (разрядка моя). Относительно максимальной молекулярной влагоемкости и глинистости А. Ф. Лебедев (16) также говорит: «максимальная молекулярная влагоемкость почв определяется количеством глины (clay), имеющейся в данной почве. Опыт подтверждает это допущение».

Что касается большей величины влажности структурообразования в сравнении с максимальной молекулярной влагоемкостью, то мне кажется это понятным, если допустить, что избыток воды сверх максимальной молекулярной влагоемкости захватывается порами образующейся структуры. Поэтому весьма интересно было бы определить влагоемкость структурных агрегатов. Знакомясь даже с влиянием влажности почвы в момент обработки на последующую водопрочность структурных отдельностей (по работе указанных авторов), мне кажется, также можно придти к выводу, что наибольшая водопрочность их является при содержании влаги, близком к максимальной молекулярной влагоемкости. Все это позволяет считать максимальную молекулярную влагоемкость одним из показателей податливости почв к эрозии. [1]

То же можно сказать и о пластичности, [2] которая, как показали мои исследования [3] числа пластичности Аттерберга, для изученных почв близка к максимальной молекулярной влагоемкости.

Несомненно, что при отыскании показателей податливости почв к эрозии играет роль не только количество коллоидов, но и характер органических (вопросы клейкости) и минеральных (вопросы цемента) коллоидов и характер насыщающих их катионов. Выше приводились опыты Охотина и Смирновой (27) по сопротивлению размывающему действию воды чернозема и глины, насыщенных различными катионами; образцы, насыщенные натрием, оказались более стойкими. На то же указывают Виленский и Германова (8), которые обнаружили, что водопрочность отдельностей солонца, полученного из чернозема полным замещением кальция и магния на натрий, в три раза больше водопрочности чернозема.

Заканчивая статью, необходимо признать, что вопрос о податливости разных видов почв к водной эрозии находится еще в стадии изучения. Основными моментами, определяющими податливость почв к поверхностным смывам, повидимому, являются физические и физико-химические свойства почвы. Придавая

[1] См. сноску на стр. 9.

[2] См. J. J. Deuss. Over de thee gronden van Java en Sumatra Meded. v. h. proefstation for thee № 89, 1924 (цитир. по T. Eden: Soilerosion Tachn. communicat., Tinper. Bureau of Soil Sci.; № 28, 1933).

[3] Панков А. М. Максимальная молекулярная влагоемкость и число пластичности Аттерберга. «Почвоведение», № 1, 1935 г.

большое значение химическому составу и таким свойствам, как скважность, водовпитывающая водопропускная (фильтрационная) способности всего почвенного профиля, можно думать, что в культурной почве решающее значение в податливости принадлежит верхнему, пахотному слою, и тем значительнее его роль, чем значительнее вмешательство человека в его жизнь. На изучение физических и физико-химических свойств этого слоя с учетом истории пашни во всей совокупности ее моментов, мне кажется, и должно быть обращено внимание. Успехи изучения пахотного слоя больше, чем каких-либо других слоев, определят и успехи в выработке мер борьбы с поверхностной чрезмерной водной эрозией, направляемой в настоящее время воздействием хозяйствующего на почве человека.

В качестве мер борьбы с поверхностной эрозией почв в современных условиях советской агротехники на фоне колхозного и совхозного хозяйствования действительными и осуществимыми являются следующие мероприятия:

1. Применение комплекса приемов для создания почвенной структуры и повышения прочности структуры путем химических мелиораций почв.
2. Введение травопольных севооборотов.
3. Подбор орудий обработки применительно к свойствам почвы.
4. Подбор комплекса приемов обработки почвы применительно к свойствам почвы, имея в виду предохранение почвы от распыления.
5. Сообразование времени применения того или иного приема обработки почвы, с состоянием влажности почвы в тех же целях.
6. Применение обработки склонов перпендикулярно к направлению склона.
7. В орошаемом хозяйстве — такой подбор уклона борозд или полос, а также мощности и скорости поливной струи, чтобы свести к минимуму размывание почвы; применение дождевания.
8. Облесение некультивируемых площадей.
9. Борьба с оврагами.

Март — июнь 1935 г.
Почвенный институт
Акад. Наук СССР.

A. M. PANKOW

PRESENT STATUS OF THE PROBLEM OF SOIL SUSCEPTIBILITY TO EROSION

Summary

The present work contains a systematisation of the material previously published on the question of the yielding of soils to erosion. The author in this his first article is treating but the question of the yielding of soils to wash off.

The available data give as yet no clue to the question which property of the soil determines the capacity of the latter to be washed off. The author emphasises the importance of structure and of the state of moisture (physical state of water) in the arable soil layer.

The author suggests to study with the utmost attention the arable soil layer (especially its physical properties) whose role is predominant in the wash off process; together with this the study of the physical and physico-chemical properties of the entire soil profile must no be overloked as it is likewise very important.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бараков П. Опыт изучения естественно-научных основ полеводства, ч. I. СПб, 1898.
2. Богушевский С.К. Неурожаи и истощение земель. 1900 (см. также Э. Г. Сельскохозяйственная метеорология, Юрьев. 1908).
3. Baver L. D. Some soil factors affecting erosion. Agr. Engineer, vol. 14, № 2, 1933.
4. Bennett H. H. and Chapline. W. R. Soil erosion a national menace. U. S. D. A. Circ. № 33, 1928 (см. также многочисленные работы H. H. Bennett и W. C. Lowdermilk в статьях автора).
5. Bennett H. H. Some comparisons of the properties of humid tropical temperate American Soils. Soil Sci. Vol. XXI, 5, 1926.
6. Bennett H. H. Problems on soil erosion in United States. Ann. Assoc. Amer. Geographers. Vol. 21, 1931.
7. Великанов М. В. Гидрология суши. М.-Л. 1932.
8. Виленский Д. Г. и Германова В. Н. Опыт экспериментального исследования вопросов структурообразования. «Почвоведение», № 1, 1934.
9. Вильямс В. Р. Общее земледелие с основами почвоведения. М., 1927.
10. Wollny E. Über das Verhalten der atmosphärischen Niederschläge zur Pflanze und zum Boden. (На русс. яз. «Сельхоз. и лесовод.», № 11, 1890).
11. Гуссак В. Б. Опыт экспериментального изучения поверхностных эрозий почвы на красноземах влажных субтропиков ССР Грузии. «Почвоведение», № 1, 1935.
12. Gilbert G. K. and Murphy E. C. The transportation of debris by running water. Dpt. of Inter. U. S.G.S. Prof. paper 86, 1914.
13. Cameron F. K. The soil solution. Chem. Pub. Co. Easton, 1911.
14. Костяков А. Н. Основы мелиораций. М., 1927.
15. Лебедев А. Ф. и Баукова Е. Е. Физическая характеристика почвенного профиля. ВАСХНИЛ. Труды Инст. агропочвоведения, М., 1930.
16. Лебедев А. Ф. Определение максимальной молекулярной выщелоченности почв посредством центрофугирования и характеристика механических свойств почв посредством максимальной молекулярной влагоемкости. «Почвоведение», № 4, 1927; то же на англ. яз.: «Почвоведение», № 1—2, 1928 и Proc. and Papersof the First Intern. Congr. of Soil Sci. Vol. I, Washington, 1928.
17. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. М — Л., 1930.
18. Маландин Г. А. Социалистическому земледелию дифференцированную агротехнику на почвенной основе. «Почвоведение», № 5, 1934.
19. Middleton H. E. Properties of soil which influence soil erosion. U.S.D.A. Techn. Bul. № 178, 1930.
20. Middleton H. E., Slater C. S., Byers H. G. Physical and chemical characteristics of the soil from erosion experiment stations. U.S.D.A. Technic. Bul., № 316, 1932.

21. Middleton H. E., Slater C. S. and Byers H. G. The physical and chemical characteristics of the soil from erosion experiment stations — second report. U.S.D.A. Techn. Bul. № 430, 1934.
22. Middleton H. E. The moisture equivalent in relation to the mechanical analysis of soils. Soil Sci. Vol. 9, 1920.
23. Middleton H. E. Factors influencing the binding power of soil colloids. Journ. Agr. Sci. Vol. XXVIII, № 6, 1924.
24. Miller M. F. Erosion as a factor in soil deterioration. Science. Vol. LXXIII, № 1882, 1931.
25. Nichols M. L. and Sexton H. D. A method of studying soil erosion. Agric. Engineer. April, 1932.
26. Nichols M. L. and Sexton H. D. Soil erosion studies. Forty-third annual report of the Agric. Exp. Sta. of Alab. Polyt. Inst. (Fisc. Year Ending, 1932).
27. Охотин В. В. и Смирнова О. Ф. Влияние поглощенных оснований на физические свойства грунтов. «Дорога и автомобиль», № 6, 1929.
28. Панков А. М. К постановке вопроса об изучении эрозии почв и мер борьбы с нею. «Землеведение», т. XXXVI, вып. 3, 1934; также «Природа», № 6, 1934, «Почвоведение», № 6, 1934, Юбилейный сборник акад. В. Р. Вильямс, 1935.
29. Панков М. М. Содержание гумуса в почве, находящейся под пашней и целиной и растворимость его. Журн. опытн. агр., т. XI, 1910.
30. Robinson W. O. The absorption of water by soil colloids. Journ. Phys. chem. Vol. 26, 1922.
31. Robinson G. W. Soils, their origin, constitution and classification. London, 1932.
32. Slater C. S. and Byers H. G. A laboratory study of the field percolation rates of soils. U.S.D.A. Techn. Bul. № 232. January, 1931.
33. Slipher J. A. The mechanical manipulation of soil as it affects structure. Agr. Engineer. Vol. 13, № 1, 1932.
34. Терцаги К. Строительная механика грунта на основе его физических свойств. М. — Л., 1933.
35. Тюлин А. Ф. Значение почвенного поглощающего комплекса для познания некоторых физических свойств почв. «Почвоведение», № 1, 1934.
36. Fippin E. C. Some causes of soil granulation. Proc. Amer. Soc. Agr. Vol. 2, 1910.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, т. XIII

В. Т. БЕЛОУСОВА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ТОНКИХ ФРАКЦИЙ (<0.01 мм) ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ПОЧВ ПОМОЩЬЮ ИММЕРСИОННОГО МЕТОДА

Введение

До настоящего времени очень мало исследователей касались вопроса определения минералогического состава тех фракций осадочных пород и почв, которые характеризуются размерами зерен от 0.01 до 0.001 мм.

Во всех руководствах осадочных пород разбираются более или менее подробно иммерсионный метод, его теоретическое обоснование, все существующие приемы определения, приводятся различные наборы жидкостей и различные таблицы для определения минералов. Однако в этих трудах почти не говорится специально о тонких фракциях. Исследователи сосредоточивали свое внимание на изучении крупных фракций как наиболее доступных для определения. Большею частью ограничивались размерами до 0.01 мм. Благодаря этому методика определения частиц ≤0.01 мм оставалась не изученной. Можно указать только две работы, которые конкретно задевают вопрос об определении тонких фракций, именно: работа Т. Е. Красенской — «Применение метода определения минералов по их показателю преломления при исследовании глин и песков» и О. М. Аншелеса «О микроскопическом исследовании осадочных пород».

Чем глубже и детальнее прорабатываются различные вопросы петрографии, геологии и почвоведения, тем больше ощущается необходимость найти способ определять минералогический состав тонких фракций. Решение этого вопроса стало сейчас неотложной задачей. Обычно употребляемый при определении минералогического состава рыхлых пород иммерсионный метод в настоящее время является единственно возможным микроскопическим методом при работе с тонкими фракциями. Однако один этот метод не может дать исчерпывающих результатов; параллельно с ним должны применяться и другие методы, как то: рентгеноскопический, микрохимический и метод окрашивания. Эти последние методы еще не разработаны в достаточной мере в применении их к определению минералогического состава тонких фракций и требуют дальнейшей разработки.

Хотя иммерсионный метод, употребляемый при работе с рыхлыми породами для определения показателей преломления минералов, не исключает

собою возможности определения и других констант для минералов, но все же, по мере убывания размеров минеральных зерен, постепенно количество доступных для определения констант уменьшается. Так, при минеральных зернах с размерами от 0.005 мм и ниже показатель преломления является единственной константой, которую можно получить; но и в этом случае показатель преломления может считаться точной константой, определяющей минерал, только при возможности оптической ориентировки такового. При невозможности выполнения этого условия необходимо прибегнуть к определению каких-либо констант дополнительно. Как сказано выше, показатель преломления в тонких фракциях является единственной доступной определению константой. В минеральных зернах очень малых размеров (0.005—0.001 мм) интерференционная окраска (вследствие их малой толщины) настолько низка, что зерна кажутся оптически изотропными. Это последнее свойство лишает возможности ориентировать минеральные зерна. Учитывая все вышесказанное о тонких фракциях, можно сделать следующий вывод: применение иммерсионного метода в работе с тонкими фракциями дает возможность определить показатели преломления минеральных частиц только при известной их оптической ориентировке и не дает возможности дополнить определение какими-либо другими оптическими константами.

Совершенно очевидно, что дополнительные определения следует производить иными методами, напр., рентгеноскопическими и микрохимическими. Такое ограниченное использование микроскопической методики при определении минералогического состава тонких фракций естественно вызывает ряд ограничений в самой технике работы. Для того чтобы быть уверенным в своих определениях тонких фракций, надо уделять особое внимание аккуратности и точности в работе. Необходимо употреблять монохроматический свет для того, чтобы иметь дело со световой волной определенной длины. Необходимо обращать внимание на температуру, при которой ведутся определения, так как показатель преломления различных жидкостей меняется при изменении температуры. Изменение величины показателей преломления различных жидкостей в зависимости от изменения температуры считается в среднем равным 0.0001—0.0002 в сторону увеличения показателя преломления при понижении температуры на 1° С.

Следует хранить набор жидкостей и вести работу при той температуре, при которой проводилось определение показателей преломления жидкостей (обычно 20° С).

Приняв во внимание выше отмеченные особенности тонких фракций и условия работы с ними, можно считать первой задачей при их определении решение вопроса, какими показателями преломления характеризуются минеральные зерна исследуемой горной породы, а отсюда и решение вопроса, к каким минералам можно отнести полученные данные.

Определяя показатели преломления минеральных зерен, следует учитывать, что ни их оптические свойства, ни их оптическая ориентировка нам неизвестны, тогда как возможно присутствие изотропных, одноосных

и двуосных минералов в любом из возможных для них сечений. Следовательно, возможны такие положения зерен, при которых различные минералы будут обладать одной и той же величиной показателя преломления, — и обратно: зерна одного и того же минерала могут иметь различные показатели преломления. Из всех возможных минералов надо суметь выбрать наиболее вероятные. На помощь приходят уже иные признаки: 1) степень распространенности тех или иных минералов в природе; 2) отчетливое представление о происхождении данной породы, о процессах, происходивших и происходящих в ней; 3) детальное изучение более крупных фракций тех же пород.

Несомненно, что валовой химический анализ частично может служить для контроля сделанного определения.

Техника определения минералогического состава тонких фракций иммерсионным методом

Отличие техники микроскопического определения тонких фракций (0.01—0.001 мм) от таковой же для фракций 1.0—0.01 мм заключается в целом ряде мелких особенностей, не имеющих значения для крупного материала.

Определение минералогического состава тонких фракций производится в следующем порядке.

1. Изготовление препарата.
2. Приготовление постоянной основы, т. е. нанесение на бумагу всех находящихся в поле зрения микроскопа минеральных частиц и их расположения относительно друг друга.
3. Определение показателя преломления фиксированных минеральных частиц и запись полученных данных.
4. Определение и выбор возможных минералов согласно полученным данным.

И з г о т о в л е н и е п р е п а р а т а. Работающие иммерсионным методом употребляют два рода препаратов: первый, в котором определяемый материал закрепляется неподвижно в каком-нибудь веществе, и второй, в котором частицы не закрепляются.

Различные минералы, будучи представлены зернами 0.01—0.001 мм, теряют особенности своих внешних признаков, как окраску, плеохроизм, спайность, кристаллографические очертания, и приобретают облик однообразных бесцветных минеральных зерен. Учитывая этот факт, можно считать наиболее целесообразным работать с постоянными препаратами, в которых материал закреплен каким-нибудь способом. Закреплять материал можно в различных веществах: канадский бальзам, желатина, агар-агар и т. п.

Можно рекомендовать желатину как вещество, ложащееся тонким прозрачным слоем и нерастворяющееся при промывании препарата бензолом.

Основные условия, которые следует иметь в виду при изготовлении препаратов, следующие.

Стеклянные пластинки, на которые наносится желатина, должны быть чисты и без изъянов. Раствор желатины должен быть прозрачен и без каких-либо посторонних включений. Он должен обладать вязкостью, которая не позволила бы тонуть наносимым на него минеральным частичкам.

Два первые пункта имеют значение по той причине, что при определении под микроскопом тонкозернистого материала легко впасть в ошибки, приняв изъян стеклянной пластинки и посторонние включения в желатине за действительные зерна. Вязкость раствора желатины имеет значение потому, что показатели преломления утонувших минеральных частиц не могут быть определены жидкостями. Наиболее подходящим является двухпроцентный раствор желатины.

Препарат изготовляется следующим образом. На стеклянную пластинку наносится тонкий слой теплой, жидкой желатины, которому дается возможность охладиться, просохнуть. Вместо таких препаратов Н. Веденеева рекомендует употреблять уже готовые кусочки отфиксированной фотографической пластинки.

Следующая задача — нанести и закрепить определяемый материал на приготовленной пластинке с желатиной. Главное неудобство при этом заключается в том, что тонкие фракции с величиною зерен в 0.005 мм и тоньше плохо поддаются расчленению на отдельные зерна в сухом состоянии и быстро начинают коагулировать при распускании в воде.

Основной прием приготовления препарата заключается в том, что некоторое количество исследуемого материала хорошо разбалтывается в воде, затем пипеткой или стеклянной палочкой капля суспензии помещается на поверхность желатины. Избыток воды убирается фильтровальной бумагой, после чего препарату дается время просохнуть. При разбалтывании образца в воде важно соблюдать такое соотношение между количествами воды и образца, при котором сразу получалась бы необходимая частота распределения минеральных частиц в препарате.

Коагуляция имеет значение преимущественно при изготовлении повторных препаратов и может быть избегнута путем повторного распускания сухой пробы в воде.

Можно нанести определяемый образец на пластинку и в сухом виде. Это дает хорошие результаты только при известной равномернозернистости материала. Растерев хорошо определяемую фракцию резиновым пестиком или пальцем, частицы, прилипшие к последним, можно нанести равномерно на стеклянную пластинку осторожным похлопыванием ими по поверхности с желатиной. Для закрепления нанесенного материала достаточно очень слабого подогревания препарата. В этом случае материал закрепляется достаточно прочно.

Указанный способ изготовления постоянных препаратов дает равномерно распределенный и прочно прикрепленный материал, с которым удобно и легко работать.

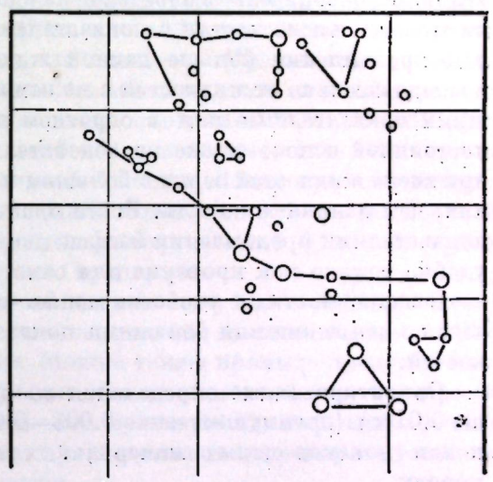
Приготовление постоянной основы. После того как приготовлен препарат, следует поставить его на столик микроскопа и

найти подходящий участок для определения. Подходящим участком можно считать такой, в котором материал распределяется не агрегатами, а равномерно отдельными зернами. Частота распределения зерен должна быть такова, чтобы минеральные зерна легко улавливались глазом. Отметив положение препарата на линейках столика микроскопа, можно перейти к приготовлению постоянной основы.

Постоянной основой будем здесь называть зарисованные на бумаге все видимые минеральные частицы выбранного участка и их взаимное расположение. Эта работа, кажущаяся с первого взгляда очень кропотливой, просто и сравнительно быстро выполнима при применении следующих практических приемов:

1. В окуляр микроскопа вставляется решетка Розиваля, дающая возможность при зарисовке ориентироваться по ее клеткам. Это несомненно очень ускоряет зарисовку, но имеет то неудобство, что сетка мешает при определении показателей преломления, и ее приходится после зарисовки убирать.

2. По предложению П. А. Земятченского, минеральные частицы зарисовываются на глаз, соединяясь линиями, аналогично тому, как это мы видим на карте созвездий.



Фиг. 1.

Получающиеся условные фигуры легко воспринимаются и запоминаются глазом. С последним приемом можно применять также и решетку в окуляр, что дает ускорение работы (фиг. 1).

Техника определения. Приготовив постоянную основу вышеуказанными приемами, можно перейти к определению показателей преломления минералов. О том, как определяются минералы при помощи иммерсионного метода, можно найти подробное указание в целом ряде руководств со всеми необходимыми теоретическими предпосылками (1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9).

При определении показателей преломления частиц размера меньше 0.005 мм необходимо помнить следующее. Минеральные частицы с показателем преломления больше данной жидкости темнеют при опускании тубуса микроскопа и светлеют при его поднятии. Минеральные частицы с показателем меньше данной жидкости светлеют при опускании тубуса микроскопа и темнеют при его поднятии.

В крупных фракциях (больше 0.01 мм) иммерсионным методом определяется равенство показателей преломления жидкости и минерала. Работа с такими фракциями сводится к тому, чтобы найти наиболее близкий

интервал показателей преломления жидкостей, в которых помещаются определяемые минеральные зерна.

При определении крупных фракций жидкости подбираются к отдельным минеральным зернам. Основной прием при определении минералогического состава фракций меньше 0.01 мм состоит в том, что при каждой данной жидкости выясняется отношение к ней всех минеральных частиц, какое и фиксируется условным образом на постоянной основе.

При каждой из сменяемых жидкостей на постоянной основе отмечается условным обозначением поведение каждой из частиц. Подсчитывается и записывается число частиц с показателем преломления меньше и показателем преломления больше данной жидкости. Смена жидкостей ведется последовательно от жидкостей с малыми показателями к жидкостям с большими показателями или в обратном порядке. Цветным карандашом на постоянной основе также последовательно закрашиваются прибывающие при смене жидкостей зерна с большим или меньшим показателем преломления, чем данная жидкость. Вести одновременно запись и подсчет зерен с показателями преломления больше данных жидкостей необязательно. Это удобно только как проверка для самого работающего.

В зависимости от удобства можно ограничиться подсчетом и записью зерен с меньшими или большими показателями преломления, чем у жидкостей.

Ориентировочные определения во фракциях с величиною зерен меньше 0.01 мм (преимущественно 0.005—0.001 мм) должны вестись в направлении поисков целых минеральных групп, характеризующих данную породу.

Таким образом, предварительное определение ведется не последовательно от какой-либо жидкости с высоким или низким показателем преломления, а первоначально намечаются присутствующие в породе минеральные группы, которые затем подвергаются более детальному исследованию.

Каждую определенную тонкую фракцию можно разбить на следующие минеральные группы.

1. Минералы с показателем преломления ниже 1.518. Наиболее распространенный минерал для этой группы — опал.

2. Минералы с показателями преломления от 1.518 до 1.555. Наиболее обычные минералы для этого интервала — кварц и щелочные полевые шпаты (K и Na).

3. Минералы с показателями преломления от 1.555 до 1.570. В эту группу главным образом входят каолинит и гидро-слюды.

4. Минералы с показателями преломления от 1.570 до 1.605. Наиболее распространенные минералы — слюды и хлориты.

5. Минералы с показателями преломления от 1.605 до 1.751. Обычными минералами являются пироксены и роговые обманки и минералы группы эпидота.

6. Минералы, имеющие показатели преломления выше 1.751. Наиболее вероятны: титанит, циркон и эпидот.

При такой предварительной разбивке, распределяющей фракции на группы, сразу намечаются характерные особенности минералов фракции и дается то направление, в котором следует вести дальнейшие исследования. Одни из указанных минеральных групп могут совсем отсутствовать, другие могут быть представлены единичными зернами, и, наконец, в некоторых минеральных группах может быть сконцентрирован почти весь материал фракции.

Ко всему вышесказанному можно добавить следующее. Тонкость определяемого материала заставляет быть особенно аккуратным и внимательным при всех моментах работы; так, при смене жидкостей следует хорошо промывать препарат эфиром или бензолом. Промывание производится следующим образом: покровное стекло снимается, и к поверхности препарата подносится стеклянная палочка, смоченная бензолом или эфиром. Под влиянием паров эфира или бензола излишек масла сгоняется с препарата и убирается фильтровальной бумагой. Затем для окончательной очистки препарата от масла последний можно смочить каплей бензола и эфира, а затем осторожно высушить фильтровальной бумагой—путем легкого прижимания ее к поверхности препарата.

Можно применить обычный способ вытягивания масла непосредственно из-под покровного стекла, но это, во-первых, дольше, а, во-вторых, не дает таких хороших результатов. Можно также промыть препарат бензолом или эфиром без предварительного удаления излишка масла парами указанных жидкостей. При промывании лучше не снимать препарат со столика микроскопа, так как каждая новая установка препарата точно на прежнее место занимает много времени.

Запись полученных при определении результатов. Для записи результатов, полученных в процессе определения, выработана следующая табл. 1.

Таблица 1

№ жидкости	$N > n$ зерен	$N < n$ зерен	Количество частиц с одинаковым показателем	Сумма всех частиц	% минерала	Возможные минералы

Наверху таблицы пишется номер определяемого образца, его местонахождение и размеры зерен данной фракции. Таблица представляет несколько вертикальных граф, в которые заносятся следующие данные:

1-я графа: показатели преломления сменяемых жидкостей.

2-я графа: количество минеральных частиц с показателями преломления меньше таковых у жидкостей.

3-я графа: количество минеральных частиц с показателями преломления больше таковых у данных жидкостей.

4-я графа: сумма минеральных частиц с одинаковым показателем преломления.

5-я графа: общая сумма минеральных частиц, входящих в определение.

6-я графа: количество различных минералов данного препарата в процентах.

7-я графа: названия возможных минералов.

Определение минералов согласно полученным данным. Установив показатели преломления всех минеральных частиц, отмеченных на постоянной основе, можно перейти к разбору полученных данных, т. е. к определению минералогического состава данного препарата.

Для большей наглядности разберем небольшой пример определения минералогического состава гранитной дресвы из Николаевки (Волновахский район Украины), фракция от 0.005 мм и меньше.

Предварительное определение указывает (табл. 2) на общее распределение минералов по группам:

Таблица 2

№ по пор.	N жидкости	$N > n$ зерен	$N < n$ зерен	Количество частиц с одинаковым показателем	Сумма частиц	% минералов	Возможные группы минералов
1	1.512	—	97	—	97	около 37	Группа полевых шпатов и кварца
2	1.555	37	60	37	97		
3	1.571	37	60	—	97		
4	1.618	86	11	49	97	49	Группа роговых обманок и пироксена
				7		7	
5	1.751	93	4	4	97	4	Группа титана и циркона и др.

Совершенно отчетливо выделяются две минеральные группы в интервалах 1.512—1.555 и 1.571—1.618; характеризующие собою данный препарат. На них мы и остановим свое внимание.

Табл. 3 представляет детальное определение группы полевых шпатов и кварца, т. е. детальный разбор интервала между 1-й и 2-й строками табл. 2.

Из 1-й строки табл. 3 видно, что в данной породе минералы с показателями преломления ниже 1.512 отсутствуют. 2-я строка таблицы указывает, что 13 минеральных частиц имеют показатель преломления между 1.512 и 1.523 (меньше 1.523, но больше 1.512).

Согласно данным справочника Ларсена (6), наиболее близкими минералами к этим данным являются: ортоклаз, ломонтит и леверрьерит.

Для ортоклаза и ломонтита в данном интервале жидкостей возможны только сечения между Nm и Np

Таблица 3

№ по пор.	№ жидкостей	$N > n$ зерен	$N < n$ зерен	$N \approx n$ зерен	Количество зерен с одинаковым показателем	Σ	№ минералов	Возможные минералы
1	1.512	—	97	—	13	97	13	Ортоклаз, леверрьерит
2	1.523	13	84	—		97		
3	1.531	13	84	—	18	97	18	Ломонтит, альбит кварц, ортоклаз
4	1.535	31	66	—		97		
5	1.538	31	64	2	6	97	6	Кордьерит, леверрьерит, галлуазит
6	1.546	37	60	—		97		
7	1.550	37	51	9		97		
8	1.555	37	60	—		97		

Таблица 3а

Минерал	Ng	Nm	Np	Химический состав
Леверрьерит	.516	1.516	1.470	$Al_2O_3 \doteq 3SiO_2 + 3\times H_2O$
Ломонтит	1.525	1.524	1.513	$CaOAl_2O_3 4\,SiO_2 H_2O$
Ортоклаз	1.526	1.524	1.518	$K_2O\,Al_2O_3 6\,SiO_2$

Для леверрьерита — сечения между Ng и Nm.

Леверрьерит можно ставить под знаком вопроса, как минерал с изменчивым показателем преломления (в справочнике Ларсена для последнего указывается целый ряд показателей преломления):

Таблица 3б

№	Леверрьерит	2N	Ng	Nm	Np
1	$Al_2O_3\,3\,SiO_2 H_2O$	—	1.513	1.518	1.488
2	$Al_2O_3 \doteq 3SiO_2 \doteq 3H_2O$	0°	1.516	1.516	1.470
3	$Al_2O_3 \doteq 3SiO_2 \doteq 3H_2O$	≐ 32°	1.543	1.541	1.500
4	$Al_2O_3 \doteq 3SiO_2 \doteq 2H_2O$	≐ 0°	1.582	1.582	1.554
5	$Al_2O_3 \doteq 3SiO_2 \doteq 3H_2O$	0 ≐ 50°	—	1.600	1.555

В справочном руководстве В. Батурина (3) для леверрьерита указывается Ng = 1.582, Nm = 1.582, Np = 1.554.

Этот наиболее обычный показатель совершенно не подходит к данному интервалу жидкостей.

Из двух оставшихся минералов выбор несомненно падает на ортоклаз.

Определяемый образец представляет дресву гранита, для которой присутствие ортоклаза — явление обычное. Ортоклаз можно считать одним

из очень устойчивых минералов, и, естественно, что из трех намеченных минералов наиболее вероятным является именно он.

Строка 3-я табл. 3 показывает, что в данном интервале (1.523—1.531) нет минеральных частиц с близкими показателями преломления.

При жидкости 1.535 (строка 4-я) количество зерен, имеющих показатель преломления меньше данной жидкости, увеличивается до 18 частиц, т. е., иными словами, в определяемом препарате присутствует 18 частиц с показателем преломления от 1.531 до 1.535.

Просматривая таблицы Ларсена, приходим к выводу, что самым распространенным и самым близким интервалом по показателю преломления является альбит $Na_2OAl_2O_36SiO_2$:

$$Ng = 1.536,\ Nm = 1.529,\ Np = 1.525.$$

Следовательно, 18 частиц, находящихся в данном интервале, находятся в сечениях промежуточных между Ng и Nm и близких к таковым.

Переходя к 5-й строке, мы видим, что 2 минеральные частицы исчезают из поля зрения. Это значит, что показатель преломления данных частиц близок к показателю жидкости 1.538. Повидимому, эти зерна относятся к альбиту или олигоклазу (см. ниже).

С жидкостью 1.546 (строка 6-я) появляются еще 6 частиц с показателем преломления меньше последней.

В интервале 1.538—1.546 могут оказаться следующие минералы.

Таблица 3в

Минерал	Состав	Ng	Nm	Np
Галлуазит	$Al_2O_32SiO_2H_2O$	—	1.542	—
Леверрьерит	$Al_2O_3 = 3SiO_2 = 3H_2O$	1.543	1.541	1.500
Олигоклаз	Ab_3An_1	1.547	1.543	1.539
Кварц	SiO_2	1.553	1.544	—
Кордьерит	$4MgFeO4Al_2O_3\ 10SiO_22H_2O$	1.540	1.538	1.534

Галлуазит и леверрьерит остаются под вопросом, как минералы с изменчивыми показателями. Олигоклаз и кварц, несомненно, могут присутствовать, являясь минералами, обычными для многих кристаллических пород: кварц—в сечениях близких к Np; олигоклаз — в сечениях промежуточных Ng, Nm, Np или близких. Две частицы, исчезнувшие при жидкости 1.538, естественно попадают к олигоклазу.

Присутствие кварца и олигоклаза вполне возможно. Большая устойчивость кварца в механическом отношении по сравнению с олигоклазом и малая величина минеральных частиц фракции заставляют склониться больше в сторону олигоклаза.

Последний минерал этого интервала — кордьерит отпадает, как неподходящий минерал для данной породы.

Присутствие на строке 7-й девяти частиц с показателем преломления, близким к жидкости 1.550, может быть отнесено к кварцу.

Табл. 4 представляет детальное определение минералов в интервале 1.571—1.618.

Таблица 4

№ по пор.	№ жидкости	$N > n$ зерен	$N < n$ зерен	Количество зерен с одинаковыми показателями	Σ	% минералов	Возможные минералы
1	1.571	37	60	11	97	11	Биотит, пеннин
2	1.578	48	49		97		Леверрьерит, рипидолит
3	1.584	60	37	12	97	12	
4	1.594	60	37	14	97	14	Биотит
5	1.605	74	23		97		

Прежде чем перейти к разбору табл. 4, следует отметить, что группа хлоритов и слюд представляет гораздо больше затруднений при разборе, чем выше разобранные минералы. Это объясняется тем, что хлориты и слюды в своих показателях преломления налагаются друг на друга и что биотит зачастую переходит в хлорит.

Интервал жидкостей 1.555—1.571 (между 3-й и 4-й табл.) указывает на отсутствие каких-либо минералов с такими показателями преломления в промежутке.

Строка 2-я табл. 4 дает нам 11 частиц с показателем преломления между 1.571—1.578.

Нет необходимости приводить список всех минералов, имеющих близкие показатели к данному интервалу. Принцип разбора вполне понятен из табл. 3.

Наиболее возможными и распространенными минералами являются следующие:

Таблица 4а

Минерал	Состав	Ng	Nm	Np
Биотит	$4K_2O4\,MgFeO2\,AlFe_2O_36\,SiO_2H_2O$	1.574	1.574	1.541
Пеннин	$5MgFeOAl_2O_3\ 3SiO_2H_2O\ 4H_2O$	1.576	1.576	—

Несомненно, что возможно присутствие и того и другого минерала.

Строка 3-я табл. 4, интервал между 1.578—1.584 отвечает следующим минералам: биотиту и рипидолиту.

Если учесть, что в данной фракции присутствует биотит, предпочтение придется отдать рипидолиту, являющемуся вторичным минералом из группы хлоритов, происходящих за счет биотита.

Интервал между 4-й и 5-й строками, т. е. между жидкостями 1.594—1.605, опять-таки указывает на присутствие биотита.

Таблица 46

Минерал	Состав	Ng	Nm	Np
Леверрьерит	$Al_2O_3 \doteq 3SiO_2 \doteq 2H_2O$	1.582	1.582	1.554
Рипидолит	$5MgFeO\ Al_2O_3\ 3SiO_2\ 4H_2O$	1.589	1.580	1.580

Такая нечеткость в разборе данной таблицы находит себе объяснение в следующих фактах: хлориты — минералы, светопреломление которых колеблется от 1.56 до 1.66 (по Лодочникову) в связи с количеством присутствующего в них железа. Минералы эти эпигматические, не встречающиеся как первичные, и часто являются продуктами выветривания, замещая биотит. Биотиты опять-таки дают очень широкие колебания показателей преломления, которые увеличиваются с увеличением количества железа.

Обычно цифры показателей преломления биотитов следующие: Ng= 1.56—1.60, Nm—Ng = 1.60—1.66 (по Лодочникову).

Биотиты легко поддаются изменению, которое выражается в их побледнении; кроме того, наблюдаются всевозможные переходы к хлориту, и нередки псевдоморфозы хлорита по биотиту. Из всего сказанного следует сделать вывод, что расчленение этих двух минералов в тонких фракциях чрезвычайно затруднительно.

Необходимо, главным образом, стремиться к установлению присутствия того или иного минерала в их чистой и наиболее обычной форме, и на основании этого возможно делать более или менее вероятные допущения и предположения.

К этим же группам следует прибавить еще группу мусковита (бесцветных слюд), имеющих также широкие колебания показателей преломления. Данный пример указывает еще на то, что работа с такими фракциями требует изучения образца полностью, включая и самые крупные фракции.

Точность данных, полученных в результате определений

В результате произведенного анализа мы получаем минералогический состав, характеризующий данную фракцию. Совершенно очевидно, что микроскопический анализ дает конкретные данные относительно показателей преломления всех минеральных частиц, присутствующих в препарате. Точность в данном случае зависит исключительно от тщательности исполнения. Полученные результаты вполне реальны и доступны для проверки.

Иначе дело обстоит со второй половиной работы, именно с разбором полученных данных.

Как уже упоминалось выше, показатель преломления не всегда является постоянным для того или иного минерала.

Многие минеральные группы имеют широкие колебания показателей преломления, как, например, слюды, хлориты, каолинит. Кроме того, при

разборе данных микроскопического определения приходится неоднократно сталкиваться с минералами, имеющими близкие показатели преломления. В этих случаях, как было сказано выше, приходится принимать во внимание следующее: 1) возможность существования в данных условиях того или иного минерала, 2) наибольшую распространенность, 3) минералогический состав крупных фракций, 4) если возможно, происхождение данной породы и ее первоисточник.

Если все же мы имеем несколько минералов для одного интервала показателей, то надо перейти к каким-либо дополнительным приемам определения.

Наиболее важным условием для точности получаемых результатов надо считать количество сделанных определений и количество взятых частиц для такового. Можно указать, что минимальным количеством минеральных частиц, необходимым для определения, надо считать около 100 частиц; количество определений надо считать не менее трех (включая и первое предварительное определение). Это второе условие несомненно зависит от результатов повторных определений. Повторные определения делаются на новых препаратах, так как предполагается, что каждое данное определение производится с идеальной тщательностью.

Заключение

Изучение минералогического состава тонких фракций осадочных пород и почв (0.01—0.001 мм), в виду значения их в целом ряде свойств последних, является вопросом чрезвычайно интересным и важным.

Для вопросов почвоведения тонкие фракции связаны с изучением почвенных коллоидов и с физико-химией почв.

При изучении процессов выветривания тонкие фракции должны давать ответ о промежуточных и конечных продуктах разрушения минералов.

Для осадочной петрографии тонкие фракции нужны для изучения глин и их классификации.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что изучение фракций 0.01—0.001 мм, должно быть всегда связано с изучением всего образца в целом, именно необходимо, чтобы были использованы крупные фракции определяемой породы и все имеющиеся геологические данные.

V. T. BELOUSOWA

DETERMINATION OF THE MINERALOGICAL COMPOSITION OF THIN FRACTIONS OF SEDIMENTARY ROKS AND SOILS BY MEANS OF THE IMMERSITION METHOD

Summary

The aim of the present work is a detalisation of the technics of definition by means of the immersion method of the mineralogic composition of fractions < 0.01 mm of sedimentary rocks and of soils.

Up to the present time this question was not much studied. The difficulties in the study of the mineralogic composition of finely-grained deposits and the growing need of mineralogic data, led investigators to search for new ways, such as: the roentgenologic, the micro-chemical and the geochemical methods.

The author of the present paper believes, that by means of the immersion-method a sufficiently complete study of finely-grained deposits with particles < 0.01 mm is possible.

The fundamental idea of the work is, that the study of the mineralogic composition of finely-grained rock, for instance — clays, should be based on a complete and thorough study of the latter.

As to the technics of the immersion definition, it is suggested to perform the definition on one and the same sample. The sample is being fixed into a glass plate covered with gelatine. The part of the sample chosen for the definition is drawn on paper. The alternation of the liquids must proceed in a successive order; the data obtained are registered on the drawn design and into a specially prepared table. The data are studied according to the tables of Larsen.

The applying of this method has given satisfactory results. The comparison with roentgenologic analyses has fully confirmed the precision of the immersion definition.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аншелес О. М. О микроскопическом исследовании осадочных пород, Геологич. вест., т. VI, № 1—3, 1928.
2. Батурин. Опыт методики исследования механических осадков, Труды Азербайдж. нефт.-исслед. инст., Баку, 1930.
3. Батурин. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Научно-техн. геол.-развед. издат., 1932.
4. Веденеева Н. Иммерсионный метод измерения показателей преломления под микроскопом, Научно-техн. геол.-развед. издат., 1933 г.
5. Cayeux. Introduction à l'etude pétrographique des roches sédimentaires.
6. Ларсен. Таблицы светопреломления минералов.
7. Лодочников. Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества.
8. Мильнер. Петрография осадочных пород, под редакц. В. П. Батурина, Гос. Гео-Нефтеиздат., 1934.
9. Швецов М. С., проф. Петрография осадочных пород, 1934.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, т. XIII

П. А. ЗЕМЯТЧЕНСКИЙ

К ВОПРОСУ О ПОГЛОЩАЮЩЕМ КОМПЛЕКСЕ

Со времени появления интересных и особенно важных для почвоведения исследований покойного К. К. Гедройца об обменных реакциях в почвах у почвоведов укоренилось мнение, что указанные обменные реакции обусловливаются наличием в почве коллоидных веществ органического и минерального характера, которые вместе взятые К. К. Гедройц назвал поглощающим комплексом.

Как известно, способность почв поглощать различные вещества из растворов была замечена очень давно. Когда минералогами была открыта способность некоторых минералов (цеолитов) вступать подобно почвам в обменные реакции с растворами разных солей, стали думать, что обменная адсорбция почв обязана присутствию в них цеолитов («цеолитная составная часть почвы»). С этих пор почвоведы направили свои усилия к выработке методов определения «цеолитов» в почвах. Исходя из легкой разлагаемости минералов из группы цеолитов в слабых растворах кислот, пробовали определять количество «цеолитной части» почв обработкой их кислотами разной концентрации при разных температурах и разной продолжительности времени. У русских почвоведов со времени В. В. Докучаева особенно распространена обработка почвы 10%-ной соляной кислотой, при нагревании на кипящей водяной бане в течение 10 часов. Метод этот был предложен проф. бывшего Дерптского университета Шмидтом и широко использован В. В. Докучаевым и его сотрудниками при описании почв Нижегородской губернии.

Позднее П. А. Земятченским было показано, что 10%-ная соляная кислота разлагает не только цеолиты, но и многие другие силикатные минералы, и что присутствие цеолитов в почвах, вообще говоря, сомнительно. Этого взгляда держался и К. Д. Глинка. Однако, «цеолитная» теория упорно существовала до тех пор, пока ее не сменила теория коллоидная, введенная в почвенную науку и весьма обстоятельно развитая К. К. Гедройцем. В настоящее время коллоидная теория является у почвоведов господствующей.

По этой теории, явления адсорбции и обменных реакций в почвах объясняются присутствием в них минеральных и гуматных коллоидов, которые названы К. К. Гедройцем общим именем — «поглощающим

комплексом»[1]. В этом поглощающем комплексе присутствуют в разных количествах поглощенные катионы, способные обмениваться с катионами соприкасающегося раствора. Поглощающему комплексу приписывается исключительная роль в процессах, совершающихся в почве. Им же обусловливаются и отношения почвы к растениям. Само собой понятно, что при таком представлении о роли и значении поглощающего комплекса на него в настоящее время обращено главное внимание почвоведов. Без определения поглощенных оснований, главным образом Ca и Mg, а также емкости поглощения, в настоящее время не обходится ни одно почвенное исследование.

Однако, в последнее время почвоведов стал интересовать вопрос, что же реально представляет собою этот «поглощающий комплекс», из каких веществ он состоит и в каком состоянии находятся эти вещества в поглощающем комплексе. Последний рисуется в виде коллоидного комплекса минеральных и органических веществ. К сожалению, представление о коллоидном состоянии вещества до настоящего времени является довольно неопределенным и мало согласованным. В то время как в дисперсоидологии к коллоидам относятся частицы, размеры которых лежат за пределами видимости, — именно частицы меньше 0.1 или 0.2 микрона, — почвоведы причисляют к коллоидам частицы гораздо более крупные, иногда называя их коллоидным илом.

Впрочем, и в почвенной науке пока нет согласия в этом отношении. Одни исследователи относят к коллоидам частички, которые лежат за пределами различимости под микроскопом. Другие — устанавливают более крупные и более определенные границы размеров частиц, относимых к коллоидным, причем за верхнюю границу одни принимают 0.3—0.4 микрона, другие поднимают ее до 2—4 микронов. Надо заметить, что некоторые свойства, считающиеся характерными для типичных коллоидов, как, например, способность коагулировать в присутствии электролитов, проявляются в известной степени у частиц еще более крупных, чем 2—4 микрона. Подобное же наблюдается и по некоторым другим свойствам. Вообще по современному учению дисперсоидологии нет резких границ между грубыми дисперсиями, с одной стороны, и коллоидами — с другой; «коллоиды» представляют собой те же дисперсии в состоянии мельчайшего раздробления, а свойства, которые приписывались только коллоидам, присущи и всем другим дисперсиям, только степень выраженности этих свойств уменьшается вместе с увеличением размеров частиц, иначе говоря, вместе с уменьшением удельной поверхности дисперсной фазы. Поэтому было бы целесообразнее при изучении различных свойств почвенных образований отказаться от приме-

[1] Термин «поглощающий комплекс» кажется мне не совсем удачным, так как он не отражает сущности происходящих явлений. Под этим названием подразумевается не поглощение, а обмен одной составной части почвы на другую. Поэтому многие склонны думать, что в так называемом поглощении надо видеть обычные химические реакции — реакции «обменного разложения» или «замещения», происходящего в тончайшем поверхностном слое твердой частицы.

нения термина «почвенные коллоиды», вследствие его неопределенности и неясности, «чем отвлекается внимание от истинных, обычно гораздо менее таинственных физических причин» (Терцаги). Таким образом, под словом «поглощающий комплекс» следует понимать все те фракции гранулометрического состава почвы, в которых адсорбция и обмен катионов практически могут быть определяемы и могут иметь значение в количественном учете физических, химических и агрикультурных свойств различных почвенных групп и их разностей. К. К. Гедройц в последнее время отмечал наблюдение Е. Н. Ивановой, открывшей обмен катионами у пылеватых фракций, хотя и в меньшей степени, нежели в глинистой фракции, которая почвоведами считается главным образом коллоидной. Ниже будет показано, что обменные реакции происходят не только у коллоидов (в смысле физико-химиков и даже—почвенников, значительно расширяющих границы коллоидного состояния частиц почвенной массы), но и у частиц более крупных. Совершенно очевидно, что способность обменивать катионы представляет собой общее явление и связана с величиной поверхности: чем больше последняя, тем заметнее результат происходящего обмена. Таким образом для обменных реакций не требуется особого «коллоидного» состояния, а только известная степень измельчения. Кроме того, обменные реакции могут происходить, как показано будет далее, не только между «поглощенными основаниями», но и вообще между основаниями, входящими в конституцию минеральных частичек, образующих почвенную массу; т. е. обмен катионами «поглощающего комплекса» представляет собой обычную химическую реакцию, происходящую только в тонком поверхностном слое минеральной частицы и не идущую более глубоко.

Обменными реакциями между силикатами и растворами разных солей занимались многие, особенно Лемберг, который между прочим нашел, что волластонит $CaSiO_3$ легко вступает в обменное разложение с $MgCl_2$.

Позднее обменными реакциями силикатов занимались С. Тугут и К. Д. Глинка. К. Д. Глинка имел целью показать, что обменные реакции, наблюдаемые в почвах, вовсе не доказывают присутствия цеолитов, которым в то время приписывалась исключительная роль в этом отношении.

К. Д. Глинка изучал действие раствора NH_4Cl на волластонит, бронзит, лучистый камень, обыкновенную роговую обманку, гранат, ортоклаз, лабрадор, мусковит, апофиллит, томсонит и родонит. Получались очень интересные цифры.

Так, волластонит отдал в раствор 13.93%, т. е. больше четверти всего количества (43.98%) CaO; при этом наблюдалось сильное выделение аммиака. Обработка велась при нагревании до кипения в течение 15 минут. Раствор содержал 5% NH_4Cl. Обработка при комнатной температуре в течение 24 часов дала 1.98% CaO.

Бронзит дал при нагревании MgO—0.67 %
Лучистый камень . . . . CaO—0.47 »

Обыкновенная роговая обманка	CaO—0.16 %
	MgO—0.12 »
Гранат	FeO—0.087 »
	MgO—0.008 »
Ортоклаз	K_2O—0.058 »
Лабрадор	CaO—0.12 »
Томсонит	CaO—1.72 »
Апофиллит	CaO—2.76 »

В опытах К. Д. Глинки не указана степень измельчения исследовавшихся минералов, однако нельзя сомневаться, что измельчение производилось обычным способом, именно растиранием образца в агатовой ступке; поэтому получаемый порошок был весьма далек от коллоидных размеров. Тем не менее, как видно из приведенных цифр, обработка раствором NH_4Cl перевела в раствор заметные, а для некоторых минералов и даже значительные количества CaO и MgO. Таким образом, в опытах К.Д. Глинки происходило обыкновенное химическое разложение, которое тем значительнее, чем химически менее устойчив данный минерал.

Возражение, которое можно сделать в отношении использования опытов К. Д. Глинки против коллоидного характера «поглощающего комплекса», состоит в том, что эти опыты производились в условиях, не отвечающих тем, при которых проявляют себя адсорбционные явления. Так, опыты К. Д. Глинки, во-первых, продолжались многими часами, тогда как явления адсорбционного характера протекают весьма быстро; во-вторых, обработка образцов раствором хлористого аммония происходила при повышенной температуре. Вследствие этого происходило разложение силикатных минералов, а не обменная адсорбция. Отсюда понятно, что необходимо было для ясности вопроса произвести опыты в условиях, установленных в настоящее время для определения «поглощенных» катионов.

Наиболее показательные результаты можно получить от минералов, трудно разлагающихся соляной кислотой; к таковым между прочим принадлежат авгиты и роговые обманки. Для опыта был взят авгит (салит) и лучистый камень. Тонкий порошок этих минералов, полученный истиранием в агатовой ступке и просеянный через полотно, был обработан нормальным раствором NH_4Cl с соблюдением условий, рекомендуемых К. К. Гедройцем. При этих условиях из авгита извлечено 0.336% CaO и 0.099% MgO.

Лучистый камень при тех же условиях также отдал вполне видимые количества CaO, причем, как и с авгитом, раствор имел щелочную реакцию вследствие присутствия в нем свободного NH_3.

Кроме того, порошок лучистого камня был обработан нормальным раствором NaCl и несколько раз промыт им. В полученном растворе найдено 0.058% CaO и 0.043% MgO.

Таким образом, при обработке порошка лучистого камня раствором NaCl происходит настоящая «обменная реакция поглощенных катионов»,

а между тем здесь нельзя, конечно, говорить о «поглощенном» кальции или магнии, так как последние составляют главную химическую составную часть минерала, а не являются какою-либо адсорбированной частью. Точно так же нет основания предполагать участия здесь каких-либо коллоидов, так как полученные порошки были далеки от коллоидного состояния.

В настоящее время наши знания о свойствах вещества, находящегося в тонком измельчении, вообще и коллоидного его состояния, в частности, настолько расширились, что должно и можно произвести некоторую ревизию в смысле большей определенности и уточнения укоренившихся представлений и терминологии в данной области.

Как указывалось выше, в частности в почвоведении особенное значение и роль приписываются именно коллоидам, и сам «поглощающий комплекс» представляется в виде смеси разных коллоидов (SiO_2, Al_2O_3, Fl_2O_3 и силикатов неопределимого состава). Между тем опыт показал, что «поглощение» происходит в самых обыкновенных не коллоидных частицах при достаточной степени их измельчения. Поэтому в вопросе «поглотительной» способности почв целесообразнее отказаться от употребления терминов «цеолитный», «цеолито-подобный», «коллоидальный», как не отвечающих нашим знаниям о дисперсных системах. В сущности, почвоведы уже стали на этот путь, относя к коллоидным частицы, диаметр которых достигает 2 и более миллиметров, т. е. настоящие суспензии, значительно расходясь в этом отношении с коллоидниками и физико-химиками. Надо признать, что способность молекул, находящихся в поверхностных слоях твердых частиц, вступать в обменные реакции является о б щ и м с в о й с т в о м т в е р д о г о т е л а; количественная же сторона этого свойства зависит от:

а) удельной поверхности (степени измельчения) и

б) индивидуальных минералогических и химических свойств дисперсной фазы, именно от прочности физико-химической связи между составными частями химического индивидуума, т. е. минерала.

При таком взгляде значительно упростится и сделается более реальным представление о «поглощающем комплексе». Этим, конечно, не исключаются возможность нахождения и коллоидных частиц в поглощающем комплексе и участие их в явлениях обмена, но это участие не будет являться их исключительной принадлежностью. Где провести п р а к т и ч е с к у ю границу размеров почвенных частиц для отнесения их к поглощающему комплексу, надо решить экспериментальным путем. Вероятно, граница эта будет лежать где-нибудь около верхнего предела частиц, относимых к группе «глинистых» частиц (<0.005 мм). Впрочем, можно не сомневаться, что для разных минералов она будет варьировать в зависимости от прочности химической конституции минерала. Между силикатными минералами наименьшей прочностью отличаются чаще других силикаты кальция, поэтому делается понятным, почему в реакциях обмена кальцию принадлежит главная роль.

P. A. SEMIATSCHENSKY

THE ABSORPTION COMPLEX PROBLEM

Summary

The author is treating two questions: (1) does the exchange of cations in soils depend on the presence in them of colloids alone, and (2) does the exchange take place only between absorbed cations?

On the ground of published materials, as well as of his own specially established experiments, the author is led to a negative answer to both questions, namely: 1) the exchange reactions take place not exclusively between colloidal particles; coarser particles are also capable of such reactions. It must be recognised that the capacity of molecules which are present in the superficial layer of solid particles to enter into exchange reactions — is a general property of solid bodies; the quantitative value of this property depends on a) the specific surface (the degree of dispersion) and b) on the individual mineralogical and chemical properties of the disparsion phase, manely on the tenacity of the physico-chemical combining between the components of the chemical unity, i. e. of the mineral. Therefore the participation in the exchange reactions of «the absorbing complex» does not constitute their exclusive property.

2) In respect of the practical boundary of the size of solid particles, which should separate the «absorbing complex» from other particles, it is probably more convenient to draw this boundary near the upper limit of particles which are referred to the group of «clayey» particles (<0.005 mm). However the mentioned boundary will, probably, vary according to the tenacity of the chemical constitution of the mineral.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, т. XIII

П. И. ШАВРЫГИН

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СОСТАВА ПОГЛОЩЕННЫХ ОСНОВАНИЙ

Введение

Можно сказать, что сейчас нет почти ни одного вопроса в области почвоведения, который бы не соприкасался с учением К. К. Гедройца о поглотительной способности почв. Это, несомненно, в значительной степени относится к физическим свойствам почв, для которых учение К. К. Гедройца приобретает особенный интерес, так как дает возможность путем изменения состава поглощенных оснований улучшать физические свойства почвы и тем самым влиять на ее производительность. Придя к выводу, на основании своих опытов, что развитие сельскохозяйственных растений в сильной степени зависит от состава поглощенных катионов почвы, К. К. Гедройц выдвинул перед социалистическим земледелием нашей страны проблему коренного улучшения природных почв путем исправления состава их поглощенных катионов. Этот вопрос приобретает большое значение и ценность также и для различных других отраслей производства, соприкасающихся с почвой. Изучение физических свойств в указанном направлении являлось основной проблемой работы физического отдела Почвенного института Академии Наук СССР, возглавляемого проф. А. М. Панковым. С этой точки зрения должны были быть изучены все так называемые основные и функциональные свойства почв.

Вопросы орошения каштановых солонцеватых почв, занимающих значительные пространства в районах, предназначенных для ирригации и имеющих значительное количество поглощенного магния, которому начинают придавать все большее и большее значение в явлениях солонцеватости, заставили произвести специальные исследования влияния этого катиона на явления солонцеватости. О солонцеватых свойствах почв, как известно, часто судят по физическим их свойствам, по уменьшению фильтрации, по замедлению капиллярного подъема воды и т. д. По этой причине этот вопрос и разбирается здесь.

Считаю необходимым отметить, что вопрос о физических свойствах почв относится к наименее разработанным отделам почвенной науки. Физика почвы сравнительно мало продвинулась вперед по сравнению с крупными достижениями в области химии почв. Методику изучения

физических свойств почв и до настоящего времени можно назвать несовершенной, и нам на первых стадиях работы пришлось пользоваться существующими методами исследования при определении гигроскопичности, максимальной гигроскопичности, максимальной молекулярной влагоемкости, полной влагоемкости, капиллярного подъема воды, дисперсности, пластичности, теплоты смачивания и т. д. Но мы не забывали, что необходимо уточнение методов исследования перечисленных и других свойств, и наша лаборатория, несмотря на свою недавнюю организацию, приступила к уточнению некоторых методов.

Тема и руководство настоящей работой принадлежат проф. А. М. Панкову, которому автор выражает глубокую благодарность. Работа была бы неполна, если бы изучение физических свойств не сопровождалось химическими определениями и дополнениями, вскрывающими некоторые причины различия изучаемых физических свойств. Поэтому мы сочли необходимым, по совету И. Н. Антипова-Каратаева, провести определение активной кислотности, буферности, прочности связи отдельных катионов с почвами — методом адсорбции. Автор выражает свою благодарность И. Н. Антипову-Каратаеву за руководство в этой части работы.

I. Литературные данные, касающиеся опытных исследований физических свойств почв в зависимости от поглощенных оснований

Физические свойства почв в зависимости от поглощенных оснований, естественно, стали изучаться по мере развития учения о поглотительной способности почв. Явления обмена оснований в почвах известны со времен работ Уэя (16) (Way, 1854 г.), установившего первые закономерности в этой области. V. Bemmelen (13) (1887 г.) впервые доказал эквивалентность при обмене катионов раствора с катионами, находящимися в адсорбированном состоянии, а также отметил, что свойствами адсорбции отличается, главным образом, тонкая часть почвы. Особенно замечательны в этом отношении работы К. К. Гедройца, который уже систематично развил учение о поглотительной способности почв, установил такие важные понятия, как «почвенный поглощающий комплекс», «емкость поглощения» и ряд других. Им установлено, что энергия вхождения катионов раствора в поглощающий комплекс различна для разных катионов. Чем больше валентность катиона и чем больше атомный вес одной и той же валентности, тем энергичнее катион входит в поглощающий комплекс. Самым главным в работах К. К. Гедройца является приложение химии коллоидов и теории адсорбции к объяснению почвенных процессов и генезису почв. Изучением же физических свойств, как известно, К. К. Гедройц не занимался; несмотря на это, в многочисленных работах своих он неоднократно указывает на влияние характера и состава поглощенных оснований на физические свойства почв. Насколько различно действие поглощенных катионов, напр., на ультрамеханический состав почвы, можно видеть из работы К. К. Гедройца (20): «Ультрамеханический состав почвы в зависимости от рода катиона, находящегося в поглощенном состоянии». Ниже из этой работы приводится часть цифр (табл. 1).

Приведенные данные показывают, что замена поглощенных катионов первоначальной почвы другими отразилась на количестве частиц <0.001 мм следующим образом: замена кальцием почти не оказала влияния, полная замена Al и Fe уничтожила всю илистую фракцию почвы, замена Na, NH_4, Mg увеличила степень дисперсности первоначальной почвы. Больше всего увеличилась степень дисперсности при насыщении почвы натрием. Таким образом, замена поглощенного натрия кальцием коагулирует (укрупняет) частички почвы, делает их более устойчивыми против размывающего действия воды. Укрупнение частичек представляет собою образование агрегатов, и этим достигается улучшение водновоздушного режима почвы.

Таблица 1

Количество почвенных частиц < 0.001 мм, не осевших в течение суток из 20 г почвы

Почва насыщена	Количество частиц в г
H	0.232
Na	1.980
NH_4	0.716
K	0.319
Mg	0.365
Ca	0.195
Ba	0.011
Al	0.00
Fe	0.00
Первоначальн. почва	0.190

В более ранней работе «Коллоидная химия в вопросах почвоведения» (19) К. К. Гедройцем изучались набухание и полная влагоемкость почвы также в зависимости от поглощенных катионов. Влияние поглощенных катионов на указанные свойства такое же, как и на дисперсность: больше всего набухает почва, насыщенная натрием, меньше всего — насыщенная железом. К сожалению, К. К. Гедройц не приводит данных о почве, насыщенной магнием.

В связи с работами К. К. Гедройца в последнее время появляются довольно часто работы иностранных авторов по физическим свойствам почв в зависимости от поглощенных катионов. Изучением физических свойств в указанном направлении занимались M. S. Anderson (2, 3), Mattson (36, 37), W. W. Parker (43), L. D. Baver (8, 9), W. P. Kelley (30), A. F. Joseph and N. B. Oakley (28), Janert (25, 26), Kuron (33), R. Bradfield (15).

Остановимся на некоторых работах указанных авторов.

Дисперсность в зависимости от рода поглощенного катиона изучал Mattson (36). Как меру относительной дисперсности, он брал прозрачность суспензии, причем нашел, что степень прозрачности находится в обратной зависимости от величины частиц: суспензии с более крупными частицами оказались менее прозрачными. Результаты его опытов следующие:

Почва, насыщ. катионами	Высота столбов колонки колориметра с одинаковой прозрачностью
H	32
Ca	32
NH_4	40
K	47
Na	60

Anderson (3) изучал целый ряд свойств почвенных коллоидов, насыщенных различными катионами.

Средние из относительных цифр он свел в табл. 2.

Таблица 2

Свойства почвенных коллоидов, насыщенных катионами

Изученное свойство	Относительные значения свойств почвенных коллоидов, насыщенных:				
	Ca	Mg	K	Na	H
Адсорбированная вода	100	99	84	96	98
Теплота смачивания	100	100	76	86	82
Набухание	100	98	109	163	75
Эквивалент влажности	100	104	108	172	95

Влияние поглощенного кальция на физические свойства почвы противоположно по сравнению с поглощенным натрием; поэтому, если в поглощающий комплекс будем вводить то или другое количество натрия, то получаемое свойство будет отражать вступление натрия в поглощающий комплекс. Весьма показательны в этом отношении данные Маттсона о влиянии различных соотношений поглощенных кальция и натрия на набухание почвенных коллоидов (табл. 3).

Таблица 3

Соотношения Ca и Na в их воздействии на почвенные коллоиды

Отношение концентрации Ca и Na в почве	100:0	95:5	90:10	80:20	70:30	60:40	50:50	25:75	0:100
Занимаемый 1 г почвы объем в см³ после полного насыщения ее водой	1.86	1.95	2.0	2.10	2.30	3.20	5.08	6.50	7.10

Приводимый материал наглядно показывает, что для физических свойств далеко не безразлично изменение состава поглощенных катионов почвенного комплекса.

Kelley и Brown (30) указывают на липкость почвы, насыщенной натрием во влажном состоянии, и на твердость ее в сухом виде по сравнению с той же почвой, насыщенной кальцием.

Максимальная гигроскопичность, пластичность, эквивалент влажности, в зависимости от поглощенных катионов, изучались Baver (8). О полученных им результатах можно судить по нижеприводимой табл. 4 (см. стр. 55).

Из цифрового материала видно, что изучаемые свойства находятся в строгой зависимости от рода поглощенного катиона и характера почвы. Особенно наглядны данные по эквивалентной влажности и пластичности. Несколько своеобразные положения по свойствам занимает почва, насыщенная калием: она отличается от почв щелочной половины ряда;

Таблица 4

Физические свойства почв в зависимости от поглощения катионов

Название почвы и глубина в дюймах	Катионы, насыщающие почву	Эквивалент влажности	Граница скатывания	Нижняя граница текучести	Число пластичности	Максимальная гигроскопичность
Tolodo silty clay 0—5	Естеств.	32.55	34.60	42.17	7.57	8.25
	Ca	34.44	32.19	42.21	0.02	7.45
	H	32.68	32.99	40.06	7.07	7.94
	K	—	32.25	39.46	7.21	7.14
	Mg	35.47	33.49	43.28	9.79	7.35
	Mn	34.45	32.83	43.89	11.16	8.09
	Na	60.98	27.60	41.50	13.90	8.63
Tolodo silty clay 14—18	Естеств.	28.90	28.92	42.13	13.21	8.40
	Ca	28.65	26.61	41.92	15.31	8.28
	H	28.72	28.07	39.90	11.83	7.86
	K	—	29.20	38.60	9.40	6.52
	Mg	30.22	25.39	41.79	16.40	7.92
	Mn	31.16	27.07	42.00	14.93	8.13
	Na	84.80	23.86	38.98	15.12	7.75
Ellsworth silt loam 17—20	Естеств.	26.80	22.90	29.50	6.60	6.77
	Ca	25.77	22.30	29.56	7.26	7.00
	H	26.85	25.00	32.56	7.56	6.85
	K	26.25	22.14	27.60	5.46	5.80
	Mn	27.60	22.62	31.60	8.98	6.70
	Na	37.50	19.85	28.80	8.95	6.77
Ellsworth silt loam 24—40	Естеств.	25.07	21.37	26.95	5.58	5.32
	Ca	25.78	20.69	26.61	5.92	5.05
	H	25.87	24.72	32.32	7.60	4.80
	K	25.50	18.92	22.85	3.93	4.34
	Mg	25.61	19.85	26.33	6.48	7.32
	Mn	26.18	21.56	26.50	4.94	5.06
	Na	33.70	18.50	23.54	5.04	5.56
Clermont silt loam 0—8	Естеств.	24.02	21.40	23.43	2.02	3.61
	Ca	24.07	20.60	23.78	3.18	3.55
	H	23.79	20.40	23.38	2.98	3.34
	K	24.88	17.35	19.40	2.05	3.05
	Mg	24.45	20.04	23.40	3.36	3.38
	Mn	24.80	20.23	23.71	3.40	3.68
	Na	33.42	16.76	20.22	3.46	3.69

наоборот, почва, насыщенная марганцем, близко стоит к щелочной полонине ряда. A. F. Joseph and H. B. Oakley (28) имели задачей исследовать влияние изменения состава поглощенных катионов в глинах и почвах на физические свойства последних. Почвенными объектами были взяты образцы «щелочных» почв Хартума, называемые авторами также тяжелыми глинистыми почвами. Капиллярный подъем воды изучался обычным способом — по подъему воды в трубке, наполненной почвенным образцом, пропущенным через сито с отверстиями в 1 мм.

Пластичность определялась по Аттербергу. Кроме пластичности, авторы обращали внимание также и на другие механические свойства почв; так например, изучалось сжатие, под которым они подразумевают изменение объема почвы после высушивания того объема, который был в момент насыщения до эквивалентной влажности. Изучалась также теплота смачивания некоторых почв. Полученные результаты приводятся в нижеследуемой табл. 5.

Таблица 5

Механические свойства почв

Название почвы	Катионы, насыщающие почву	Эквивалент влажности	Водоподъемный способ	Число пластичности	% глины
Тяжелая глинистая почва A	H	40.0	70	—	—
	Ca	38.0	90	—	—
	Na	59.0	6	60	60
	K	30.0	195	—	—
	Естественная почва	42.0	33	40	—
Тяжелая глинистая почва B	H	36.2	143	—	—
	Ca	36.6	73	—	—
	Na	82.3	2	56	75
	K	29.2	45	—	—
	Естественная почва	40.3	63	25	—
Тяжелая глинистая почва C	H	26.7	263	—	—
	Ca	23.9	238	—	—
	Na	53.2	4	37	50
	K	26.0	299	—	—
	Естественная почва	25.9	235	23	—

Для почвы A получены, кроме того, данные других физических свойств, которые приводятся ниже в табл. 6 (см. стр. 57).

Пластичность значительно резче проявляется в том случае, если почва насыщена литием, натрием, магнием. Сжатие проявляется в том же порядке. Теплота смачивания понимается с уменьшением валентности насыщающего почву катиона. Некоторые из приводимых определений, не согласующиеся с теоретическими представлениями, нужно считать следствием недостаточного насыщения тем или другим катионом; так, напр., непонятно поразительное улучшение физических свойств почвы при насыщении ее калием.

Таблица 6

Физические свойства почв

Свойства	Li	Na	Mg	Ca	Естествен.	NH_4	K	H
Число пластичности	82	60	56	48	40	22	22	20
Сжатие	99	54	33	30	34	27	25	31
Теплота смачивания	—	84	—	95	100	—	36	—

Теплоту смачивания у почв, насыщенных некоторыми катионами, изучал W. W. Pate (43). Полученные им результаты, как можно видеть из нижеприводимой табл. 7, близки к данным Андерсона, т. е. при насыщении почвы однозначными катионами наблюдается понижение теплоты смачивания.

Таблица 7

Теплота смачивания почв при насыщении катионами

Место взятия почвы	Теплота в кал/г смачивания почв, насыщенных		
	Ca	Na	H
Norfolk	0.60	0.59	0.52
Clarsville	1.04	0.98	0.89
Nolston	1.61	1.59	0.15
Greenville	1.85	1.74	1.67
Hollwood	6.64	4.99	4.85
Octilbena	11.08	8.12	10.43

Что касается изучения нашими почвоведами физических свойств почвы в зависимости от поглощенных катионов, то в этом отношении сделано сравнительно немного: имеются главным образом небольшие статьи; часто физические свойства определяются только в связи с другими вопросами. А. Н. Соколовский (47) один из первых стал изучать влияние поглощенных катионов (главным образом, кальция) на химические, физические и биологические свойства почв. На основании своих опытов в этом направлении он предложил новый метод подготовки почвы к механическому анализу. По изучению физических свойств в зависимости от поглощенных катионов известна его работа (с Е. С. Лукашевичем) в области капиллярного подъема воды и связности почв (сопротивление раздавливанию). Насколько влияет на связность насыщение почвы тем или другим

катионом, можно видеть из нижеприводимых данных указанных авторов (табл. 8).

Таблица 8

Связность почв, насыщенных катионами

Для почв с катионами	Сопротивление в кг
H	4.5—4.8
NH_4	70.5
Na	155
Mg	30.45—29.25
Ca	10.2—11.7
Fe	3.75—3.3
Первоначальная почва	3.6

Из цифрового материала видно, что почва, насыщенная натрием, оказала сопротивление в 40 раз больше, чем насыщенная водородом, в 15 раз больше, чем насыщенная кальцием, в 5 раз больше, чем насыщенная магнием. Капиллярный подъем в почве, насыщенной натрием, происходит чрезвычайно медленно, если сравнивать с почвами, насыщенными другими катионами.

Почва насыщенная	Время капиллярного подъема воды на высоту 3 см
Fe	2 мин.
Ca	3.5 »
Mg	3.5 »
H	10 час.
Na	30 дн.

«Плодородие почвы, — говорит проф. Соколовский, — должно рассматриваться, как неустойчивая система равновесия с постоянно меняющимися элементами. В этой динамической системе питание растений в большой мере связано с микробиологией почвы, а это последнее, равным образом и снабжение их водой, воздухом и вообще обеспечение им надлежащей обстановки, при достаточно широком понимании перечисленных выше шести факторов (питательные вещества, влага, воздух, тепло, достаточный простор для развития корней и отсутствие вредных соединений), зависят от физических свойств».

Нельзя не отметить работы А. Н. Соколовского: «К вопросу об использовании коллоидных свойств почвы в мелиорации» (48), где он указывает, что неблагоприятные физические свойства почв можно использовать, даже усилив их, для различных гидротехнических сооружений. Напр. для сооружений, где почва служит основанием, ложем или материалом (плотины), необходима ничтожная водопроницаемость; при большей водопроницаемости сооружение может себя не оправдать. «Это можно сделать без употребления бетона, — говорит А. Н. Соколовский, — если попытаться в самой почве найти средства против излишних, ненужных потерь воды». Понизить водопропускную способность почвы он рекомендует обработкой раствором хлористого натрия. В его опытах даже легкая супесчаная почва при такой обработке понизила фильтрационную способность в 300—400 раз. Такими же опытами занимались С. Я. Сушко и Р. С. Ибрагимова-Карнович в работе: «Адсорбционная способность и дисперсность песчаных почв в связи с заилением» (49). Свои опыты авторы предполагают использовать в другом направлении. Песчаные почвы в сельскохозяйственном отношении представляют мало удобные земли в виду высокой водопропускной способности их. Сельскохозяйственные культуры страдают от недостатка влаги, так как атмосферные осадки и поливные воды не удерживаются в песчаных почвах. Обработкой раствором хлористого натрия авторы предлагают уменьшить водопропускную способность песчаных почв. Аналитические данные их действительно свидетельствуют о том, что водопропускная способность песчаных почв при искусственном засолонцевании может быть значительно уменьшена.

А. Ф. Тюлин в работе: «Вопросы почвенной структуры» (53) указывает на зависимость прочности структуры от состава поглощенных оснований почвы. Более подробно на эту зависимость указывает К. К. Гедройц в своих последних работах.

В работе М. Г. Чижевского «Интенсивность раложения органического вещества в зависимости от рода поглощенного катиона» (56) имеются данные о скорости капиллярного поднятия воды в черноземе, насыщенном различными катионами. Полученные им данные приводятся в нижеследуемой табл. 9:

Таблица 9

Поднятие воды в черноземе на высоту

Время поднятия воды / Род поглощенного катиона	Ca	Fe	H	Na	Исходный чернозем
Через 10 мин. вода поднялась на высоту (в см)	4.3	5.1	4.7	—	3.4
Через 30 мин. »	6.4	7.3	6.9	—	5.9
» 1 час. »	9.3	10.0	9.6	—	8.7
» 45 дн. »	—	—	—	2.7	—

Как видно, поглощенные катионы оказывают резко неодинаковое влияние на скорость капиллярного поднятия воды в почве. Наибольшею скоростью капиллярного поднятия отличается почва, насыщенная железом; медленнее всего поднимается вода в почве, насыщенной натрием. Весьма интересны результаты исследований автора по влагоемкости тех же почв:

Род поглощенного катиона	Ca	Fe	H	Na	Исходный чернозем
Влагоемкость в %	65.14	56.32	74.26	125.91	68.78

Наибольшею влагоемкостью отличается почва, насыщенная натрием, наименьшею — железом; почва, насыщенная водородом и кальцием,

занимает промежуточное положение. И. Н. Антипов-Каратаев (4) применил для определения степени солонцеватости почв фильтрационный анализ, исходя из различной скорости прохождения воды и растворов хлористого кальция через почву. На основании своих опытов он пришел к выводу, что даже незначительное количество поглощенных щелочных катионов (особенно натрия) достаточно для того, чтобы привести почву в диспергированное состояние и тем самым вызвать в ней падение скорости фильтрации. Автор выражает уверенность, что фильтрационный метод даст возможность обнаружить в составе адсорбированных оснований даже незначительные количества поглощенного натрия. В работе М. В. Чапек «О гидрофильности почв» (55) видна зависимость теплоты смачивания от характера катиона, насыщающего почву. Так например, для чернозема, насыщенного кальцием, им приводится теплота смачивания 8.13 кал/г, в то время как для чернозема, насыщенного аммонием и натрием, — 7.27 и 7.02 кал/г. Теплота смачивания почв в зависимости от поглощенных катионов (Ca, H, Na) изучалась П. К. Давыдовым (23), который пришел к следующему выводу: наибольшая теплота смачивания наблюдается у почвы, насыщенной кальцием; дальше следует почва, насыщенная водородом, а потом уже насыщенная натрием.

Работа З. Я. Лейн (35) ставит целью изучение влияния поглощенных оснований на величину поверхности почвенных частиц.

Так как не имеется прямых методов определения поверхности почвенных частиц, то автор для своей цели пользуется максимальной гигроскопичностью; к поверхности же почвенных частиц он переходит на основании формулы, предложенной для этой цели Митчерлихом. Полученный таким путем цифровой материал приводится ниже в табл. 10 (см. стр. 61).

На основании полученных результатов автор приходит к выводу, что величина поверхности почвенных частиц зависит от типа почвы, а также от характера насыщающего почву катиона: она больше для почв, насыщенных одновалентными катионами, и меньше для почв, насыщенных 2- и особенно 3-валентными катионами, т. е. соответствует лиотропному ряду, за исключением почвы, насыщенной калием. [1] Необходимо указать также на работы проф. А. М. Панкова (40, 41) в этом направлении, который особенно настойчиво указывает на необходимость изучения физических свойств почв на основе учения К. К. Гедройца о поглотительной способности почв. По мнению проф. А. М. Панкова, «физика почвы сделает большие успехи и даст многое для сельскохозяйственного производства, когда занимающиеся ею положат в основу учение Гедройца о поглотительной способности почвы. Этим мы сделаем большой шаг к овладению землей как средством производства».

Заканчивая литературный обзор, укажем, что некоторые материалы по физическим свойствам почв и грунтов в зависимости от поглощенных катионов имеются в работах В. В. Охотина (39) и Н. Д. Понагайбо (44, 45).

[1] С цитированным автором вряд ли можно согласиться: максимальная гигроскопичность является функцией не только величины общей поверхности, но и в большей степени различной гидратации катионов.

Таблица 10

Влияние поглощенных оснований на величину поверхности почвенных частиц

Вид почвы	Поглощенные катионы	Максимальная гигроскопичность	Поверхность 1 г почвы в см²
Подвол	Li	3.87	157.1
	Na	3.61	146.6
	K	3.08	125.1
	Mg	3.28	137.2
	Ca	2.28	133.2
	Ba	3.92	118.5
	Al	3.08	125.1
	Fe	3.12	126.7
	Исходная почва	3.38	137.2
Чернозем	Li	10.98	445.8
	Na	10.64	432.0
	K	8.88	360.5
	Mg	10.51	426.70
	Ca	10.40	422.2
	Ba	9.76	396.3
	Al	9.89	101.5
	Fe	9.78	397.1
	Исходная почва	10.30	418.2

II. Экспериментальная часть

Методика приготовления образцов

Физические свойства почв в зависимости от поглощенных катионов изучались на каштановой почве Заволжья и черноземе Каменной степи б. ЦЧО. Для этой цели были взяты верхние горизонты указанных почв с глубины 0—30 см. Подготовка образцов производилась следующим образом. Были приготовлены нормальные растворы следующих солей: LiCl, NaCl, NH_4Cl, KCl, $MgCl_2$, $MnCl_2$, $CaCl_2$, $BaCl_2$, $AlCl_3$, $FeCl_3$, насыщение же почвы ионами водорода производилось 0.025 *N* раствором соляной кислоты. Этими растворами почва промывалась до исчезновения реакции на кальций. [1] По окончании насыщения избыток электролита отмывался при помощи диализа в коллодионных мешочках. Промывные воды периодически менялись до полного отсутствия в них реакции на хлор. Вступая в поглощающий комплекс почвы, щелочные катионы в большей степени способствуют распылению водой органической части этого комплекса, чем минеральной, доводя эту органическую часть до высокой степени дисперсности, приближающей ее к молекулярному распылению. Поэтому при диализе почв, насыщенных щелочными катионами, часть поглощающего комплекса проходила через мембрану, окрашивая воду сосуда в буроватый

[1] Насыщение кальцием производилось до исчезновения реакции на водород.

цвет. При этом отмывание от растворимых хлористых солей у почв, насыщенных щелочными катионами, происходило гораздо скорее, чем у почв, насыщенных двух- и особенно трехвалентными катионами. После того как хлористые соли были отмыты, почвы высушивались (без нагревания) до воздушносухого состояния, потом растирались в ступке деревянным пестиком и просеивались через сито с диаметром отверстий в 1 мм. При растирании образцы почв проявили различное сопротивление. Образцы, насыщенные аллюминием и железом, легко рассыпались при слабом надавливании рукой; на растирание остальных требовалось приложение силы, особенно для образцов, насыщенных литием, натрием, магнием. Прохождение тонких органических частей поглощающего комплекса через диализатор при отмывании электролитов все же отразилось на внешнем виде приготовленных почв: образцы каштановой почвы, насыщенные литием, натрием, аммонием, были по сравнению с другими немного светлее. Почва же, насыщенная железом, казалась более буроватою, чем другие образцы каштановой почвы, что вполне понятно, так как «насыщение» почвы хлорным железом должно вести к образованию в ней некоторых количеств гидратов окисей вследствие гидролиза. У насыщенных отдельными катионами образцов черноземной почвы не было заметного различия в цветовом оттенке.

Приготовление образцов, насыщенных различными катионами, требует много времени, особенно для изучения физических свойств, так как для этих целей необходимо иметь сравнительно большие количества их.

На приготовленных образцах изучен ряд физических свойств. Порядок их расположения обусловливается причинной связью: предыдущее объясняет последующее. Все свойства проистекают из различного отношения почвенных образцов к воде. Основным показателем этого взаимодействия почва + вода должна являться теплота смачивания.

Влияние отдельных катионов

1. Теплота смачивания.[1] С понятием теплоты смачивания как известно, связывают то количество теплоты, которое выделяется при смачивании абсолютно сухой почвы водой. Выделение теплоты надо объяснять сильным притяжением между частицами воды и почвы, ведущим к сжатию воды, что сопровождается освобождением энергии, которая извне и проявляется повышением температуры. Большинство авторов, работавших по этому вопросу, ставили теплоту смачивания в количественную зависимость от величины поверхности смачиваемых частиц (Mitscherlich, 38, Bouyoncos, 14, Anderson, 2). По более новым работам теплота смачивания рассматривается как часть теплоты гидратации соответствующего катиона, находящегося в почве в поглощенном состоянии (Kühn, 32, H. Janert, 25). Теплота смачивания изучалась нами у почвенных образцов, насыщенных различными катионами, а также и у некоторых типов почв СССР

[1] Опыты по теплоте смачивания проведены под руководством проф. А. М. Ерохина.

в виду полной неизученности их в этом отношении. Прибором для определения теплоты смачивания служил Дьюаровский сосуд с термометром Бекмана. При вычислении теплоты смачивания мы пользовались известною калориметрическою формулою:

$$G_0 = \frac{\Delta t^\circ (K + MC + mc)}{m},$$

где G_0 — теплота смачивания 1 г порошка абсолютно сухой почвы, MC — масса и теплоемкость смачивающей жидкости, mc — масса и теплоемкость порошка, K — водяной эквивалент калориметра с термометром и мешалкой.

Почвенные образцы предварительно высушивались при температуре 105°, в течение 12 час. охлаждались, а затем уже поступали на определение теплоты смачивания. При высушивании образцов происходит дегидратация адсорбированных катионов почвы; поэтому теплота смачивания может характеризовать гидратацию поглощенных катионов и вследствие этого дает возможность до известной степени судить о прочности связи различных катионов с почвой. Полученные результаты выражены в малых калориях на 1 г почвы. Параллельно показаны величины теплоты гидратации для эквивалентных количеств «свободных» катионов. Даны также отношения величин теплоты гидратации к величинам теплоты смачивания как мере прочности связи катионов с почвой, как это трактует Janert H. Для разных поглощенных катионов вышеуказанное отношение сильно различается в соответствии с прочностью связи поглощенных катионов с почвой; при этом чем меньше это отношение $\frac{\text{теплота гидратации}}{\text{теплота смачивания}}$, тем больше должна быть диссоциация комплекса, — и наоборот. Полученные результаты приводятся ниже (табл. 11). Теплота смачивания каштановой почвы (емкость поглощения равна 36 м.-экв. на 100 г почвы).

Из приведенных результатов видно, что у Na- почвы теплота смачивания составляет 14.6% теплоты гидратации «свободных» катионов, т. е. комплекс как бы диссоциирован на 14.6%; у Mg-почвы — на 8.2%, у Ca-почвы — на 12.4%, у H-почвы — на 8.3%.

Таким образом, чем больше абсолютное значение теплоты гидратации «свободных» катионов, тем сильнее диссоциирован коллоидный комплекс. По величине отношения $\frac{\text{теплота гидратации}}{\text{теплота смачивания}}$ ряд изучаемых катионов располагается следующим образом: Mg=H>Ca>Na, т. е. по степени диссоциации коллоидного комплекса наблюдается как раз обратный лиотропный ряд, что совпадает с имеющимися теоретическими предпосылками.

На теории гидратации катионов считаю необходимым кратко остановиться, так как этим свойством катионов могут быть объяснены многие физические свойства почв. Способность ионов к гидратации объясняется электрическим зарядом их. Интенсивность взаимодействия ионов и растворителя будет зависеть от плотности заряда на ионе. Последний

Таблица 11

Теплота смачивания каштановой почвы (емкость поглощения равна 36 м.-экв. на 100 г почвы)

Катионы	Теплота смачивания кал/г	Теплота гидратации 1 м.-экв. отдельного иона в кал.	Теплота смачивания в кал. на 1 м.-экв. адсорбированного катиона			Отношение теплота гидратации / теплота смачивания		
			по нашим данным	по данным Антипова-Каратаева	по данным Janert (25)	по нашим данным	по данным Антипова-Каратаева	по данным Janert
Li	4.82	—	нет	данных				
Na	5.07	97	14.18	19.41	19.79	6.83	5.00	4.90
Mg	6.79	229.5	18.86	24.34	25.50	12.18	9.42	9.0
Ca	7.82	174.5	21.72	23.73	24.93	8.03	7.35	7.0
H	7.69	255.0	21.36	23.54	22.18	11.94	10.83	11.5
Ba	5.73		нет	данных				
Mn	6.44							
Al	5.03		нет	данных				
Fe	5.11							

будет значительнее на небольших ионах, почему они и гидратированы сильнее, чем ионы с большим объемом. Таким образом, при сравнении атомных объемов элементов с их способностью давать гидратную оболочку получается диаметрально противоположная зависимость. Калий, рубидий, цезий, отличаясь наибольшим атомным объемом, являются наименее гидратированными среди ионов. У лития и натрия способность к гидратации больше выражена по сравнению с вышеупомянутыми элементами, в то время как атомные объемы у них меньше. Наиболее удобным способом определения степени гидратации при современных условиях служит сравнительное изучение подвижности ионов: скорость движения ионов обратно пропорциональна гидродинамическим объемам почв; вследствие этого ионы с наибольшими объемами и мало гидратированные движутся скорее, в то время как ионы меньших объемов и сильно гидратированные движутся сравнительно медленнее. Характер гидратации ионов виден из следующей[1] таблички:

Li	Na	K	Rb	Cs	$\frac{Mg}{2}$	$\frac{Ca}{2}$	H
100—120	60—70	12—17	14	13	20	14	8—20

Исходя из вышеизложенного, строение глинистой частицы необходимо представлять следующим образом. Частицы глины в водной дисперсионной среде, благодаря поверхностным алюмо-силикатным анионам, имеют отрицательный заряд и составляют внутреннюю ионную обо-

[1] P. Vageler. Kationen und Wasserhaushalt des Mineralbodens, Berlin, 1932.

лочку частицы. Вокруг нее расположена внешняя оболочка, состоящая из катионов и удерживаемая притяжением противоположно заряженных ионов. Катионы внешнего слоя окружены водными (гидратационными) оболочками, увеличивающимися с увлажнением; водные оболочки могут изменяться, как указывалось выше, от характера поглощенных катионов, и при замене в почвенных частицах, например, поглощенного кальция натрием происходит изменение водной оболочки катионов, что приводит к изменению их физических свойств.

Как уже указывалось выше, теплота смачивания изучалась также у главнейших типов почв СССР. Полученные результаты этих определений приводятся ниже в табл. 12 (см. стр. 66—67).

Перейдем к разбору полученных данных по теплоте смачивания исследованных почв. Теплота смачивания подзолистых почв наименьшая, по сравнению с другими почвами. Это объясняется небольшим количеством органического вещества в них, небольшою емкостью поглощения, в связи с выносом отдельных элементов подзолистых почв в более глубокие горизонты почвы. Особенно небольшую величину теплоты смачивания показывает выщелоченный горизонт подзолистых почв, наиболее обедненный гумусом и самыми мелкими фракциями в своем механическом составе. Черноземные почвы показали наибольшее количество теплоты смачивания по сравнению с другими почвами вследствие большего количества органического вещества в них; особенно это заметно у чернозема Каменной степи. У каштановых почв в связи с уменьшением гумуса теплота смачивания уменьшается. Вследствие большого количества мелких фракций в уплотненных горизонтах по сравнению с другими горизонтами теплота смачивания в них выше. Действительно, цифровой материал по теплоте смачивания обнаруживает уплотненные горизонты у каштановых почв; слабее, но так же заметно уплотнение и у южных черноземов; наиболее же резко это выражено у солонцов. Видна также прямая связь теплоты смачивания с гигроскопичностью почв.

2. Максимальная молекулярная влагоемкость. Углублению наших понятий о водном состоянии почв мы обязаны работам проф. А. Ф. Лебедева (34). Им введено представление о максимальной молекулярной влагоемкости. Его опытами доказано, что вода в состоянии максимальной молекулярной влагоемкости не подчиняется силе тяжести и передвижение ее в почве происходит лишь под влиянием молекулярных сил. Для определения максимальной молекулярной влагоемкости А. Ф. Лебедевым сконструирована особая центрофуга, развивающая центробежную силу до 70.000 г. По исследованиям А. Ф. Лебедева, максимальная молекулярная влагоемкость находится в зависимости от механического состава почвы, что видно из его опытов, где фракции > 0.005 мм имели максимальную молекулярную влагоемкость 1.57—4.25%, в то время как фракции < 0.005 мм имели 44.85%. Учитывая зависимость максимальной молекулярной влагоемкости от механического состава почвы, автор считает, что определение ее в почвах может дать представление об их механическом составе, а следовательно, и о

Таблица 12

Теплота смачивания различных почв СССР

№ разреза и название почвы	Глубина образца	Гигроскопическая вода	Теплота смачивания в кал/г	Примечание
Подзолист. почва, 320	3—8	1.40	2.65	Образцы Мстинск. экспедиции Акад. Наук
	40—45	0.60	0.88	
	60—65	2.20	2.66	
	70—75	2.00	3.13	
Подзолист. почва, 216	12—17	0.40	0.87	
	25—30	1.60	2.22	
	33—37	2.00	3.13	
	110—115	1.40	2.66	
Подзолист. почва, 199	5—10	2.80	3.15	
	20—25	1.00	1.77	
	28—32	1.20	2.66	
	70—80	1.80	4.47	
Серая лесн. почва, 56	0—10	4.80	6.90	Образцы из Чувашской авт. области
	15—25	4.40	6.87	
	30—40	3.20	4.42	
	43—53	3.20	3.62	
	60—70	4.60	4.59	
Серая лесн. почва, 51	2—12	4.80	7.36	
	13—17	4.00	7.30	
	17—26	4.00	5.93	
	27—37	4.00	5.47	
	50—60	6.20	6.53	
Серая лесн. почва, 39	0—10	3.80	5.92	
	12—17	4.60	5.51	
	17—25	4.00	5.02	
	26—36	4.60	5.51	
	60—70	5.80	6.51	
Чернозем Каменной степи	0—10	7.76	9.82	
	20—30	7.67	9.73	
	50—60	7.54	8.12	
	90—100	7.12	7.34	
Южный чернозем, 36	0—10	4.00	5.48	Образцы Манычской экспедиции Акад. Наук
	40—50	5 60	6.42	
	80—90	6.00	5.68	
	140—150	4.00	4.50	
Южный чернозем, 94	0—10	6.60	7.32	
	26—36	6.60	7.48	
	55—65	6.40	6.21	
	76—85	6.60	5.18	
	180—190	4.80	4.34	

Продолжение таблицы 12

№ разреза и название почвы	Глубина образца	Гигроскопическая вода	Теплота смачивания в кал/г	Примечание
Каштановая почва, 24	0—10	2.60	4.49	
	10—20	3.40	4.53	
	30—40	4.60	5.05	
	100—110	4.20	4.11	
Каштановая почва, 20	0—10	2.60	4.48	
	10—20	3.80	4.51	
	30—40	2.40	3.59	
	50—60	2.40	3.14	
Каштановая почва, 35	0—10	3.80	5.92	
	20—30	6.60	7.89	
	70—80	5.80	4.65	
	170—180	6.00	5.59	
Столбчат. солонец, 21	0—9	1.40	1.87	
	9—18	4.20	5.37	
	30—40	4.40	2.59	
	60—70	4.00	2.33	
Столбчат. солонец, 32	0—10	2.20	2.05	
	10—20	7.00	6.73	
	40—50	5.40	5.42	
	80—90	5.00	5.53	
Столбчат. солонец, 45	0—10	1.80	1.82	
	10—20	7.40	6.40	
	30—40	5.40	4.60	
	80—90	5.40	7.32	

физических свойствах, так как указанные свойства находятся в зависимости друг от друга. В последнем издании своей работы «Почвенные и грунтовые воды» автор указывает, что им упрощен ранее предложенный метод определения максимальной молекулярной влагоемкости. Упрощение сводится к помещению смоченной до грязи почвы между листами фильтровальной бумаги, которая затем подвергается давлению 410 кг на 1 дм². Через пять минут почва вынимается из бумаги, в ней определяется количество оставшейся воды, что и дает величину максимальной молекулярной влагоемкости. В наших опытах с почвами, насыщенными различными катионами, максимальная молекулярная влагоемкость определялась с помощью масляного пресса, в котором давление доводилось до 65 кг на 1 см². Для впитывания воды, выделяющейся при отжимании, употреблялась также фильтровальная бумага, только первые листы ее

заменены кружками полотна [1] в виду того, что фильтровальная бумага прилипает к почве и, следовательно, может внести неточность в результаты опыта. Результаты приведены в следующей табл. 13.

Таблица 13

Максимальная молекулярная влагоемкость (по Лебедеву) каштановой почвы, насыщенной различными катионами

Катионы	Максимальная молекулярная влагоемкость в %
Li	19.32
Na	18.00
NH_4	15.97
K	15.92
Mg	15.74
Ca	15.28
H	15.23
Ba	15.00
Mn	15.79
Fe	14.25
Al	13.60

Полученный результат хорошо согласуется с лиотропным рядом; так, найдено, что максимальная молекулярная влагоемкость у Li-почвы > Na-почвы > NH_4-почвы > K-почвы; Mg-почвы > Ca-почвы > H-почвы > Ba-почвы; Mn-почвы > Fe-почвы.

Какими же причинами объясняется такое различие величины максимальной молекулярной влагоемкости у почвенных образцов, насыщенных различными катионами? По представлениям А. Ф. Лебедева, максимальная молекулярная влагоемкость представляет лишь пленочную воду, т. е. воду, адсорбированную поверхностью частиц почвы. В этом случае ее величина должна ближе следовать гидратационному ряду катионов, насыщающих почву. Полученные данные действительно совпадают с этими предположениями.

3. Полная влагоемкость. Полная влагоемкость определялась следующим образом. 25 г почвы, помещенные в воронку, обливались 250 см³ воды. По окончании фильтрации фильтрат измерялся. Количество взятой воды, за вычетом фильтрата, принималось за полную влагоемкость почвы. Получены следующие цифры (см. табл. 14, стр. 69).

Полученные данные одного порядка с величинами максимальной молекулярной влагоемкости; лиотропный порядок вполне выдержан. Неодинаковые величины полной влагоемкости у почвенных образцов, насыщенных различными катионами, можно объяснить двумя, главным образом, причинами: различной гидратацией катионов, с одной стороны, и различной капиллярной скважностью почв, с другой. Оба эти фактора более сильно выражены у почвенных образцов, насыщенных щелочными катионами. Кроме этого, здесь надо иметь в виду еще явление набухания, что особенно резко сказывается у черноземной почвы, где органическое вещество способствовало также увеличению влагоемкости (при сравнении ее с каштановой почвой, имея в виду близость изучаемых почв по механическому составу).

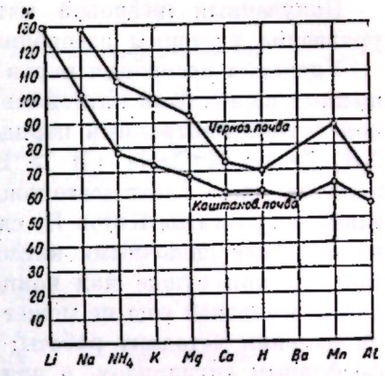
4. Гигроскопичность. Гигроскопичность, в зависимости от изменения состава поглощенных катионов почвы, изучал Anderson (3),

[1] См. Панков А. М. Максимальная молекулярная влагоемкость и число пластичности Аттерберга. Почвоведение, № 1, 1935.

Таблица 14

Полная влагоемкость каштановой и черноземной почвы в зависимости от поглощенных оснований

Катионы	Полная влагоемкость	
	каштановая почва	черноземная почва
Li	128	Нет данных
Na	103	130
NH_4	78	106
K	73	100
Mg	69	93
Ca	62	74
H	62	70
Ba	59	Нет данных
Mn	65	88
Al	56	66
Fe	53	Нет данных



Фиг. 1. Полная влагоемкость почв, насыщенных различными катионами. Количество частиц < 0.001 мм в %

который не получил строгого подчинения ряду гидратации ионов. Более подробно этим вопросом занимался H. Kuron с глинами, насыщенными различными катионами. Он изучал статическим методом сорбцию паров воды образцами, в зависимости от упругости паров воды. Результаты его опытов приводятся ниже (табл. 15).

Таблица 15

Сорбция паров воды в зависимости от их упругости

P в мм	Количество адсорбированной воды для глины из Gross Almerode, насыщенной						
	Ba	Ca	Mg	H	K	Na	NH_4
15.2	2.82	3.02	2.89	2.92	2.42	2.96	Нет данных
13.1	1.74	1.83	1.73	1.70	1.27	1.68	
10.2	1.10	1.22	1.15	1.14	0.78	1.05	
6.7	0.65	0.85	0.79	0.75	0.49	0.64	
5.0	0.56	0.73	0.67	0.61	0.39	0.53	
3.1	0.46	0.55	0.53	0.45	0.28	0.40	
1.2	0.32	0.33	0.34	0.28	0.14	0.22	
0.6	0.23	0.22	0.24	0.19	0.09	0.12	
	То же для глины из Gabersdorf						
15.2	9.56	9.69	9.58	9.70	7.51	10.03	8.11
31.1	6.16	7.15	6.96	6.96	4.76	7.17	5.10
10.2	5.02	5.39	5.25	5.25	3.34	4.80	3.55
6.7	3.10	3.94	3.75	3.75	2.23	3.10	2.51
5.0	2.63	3.32	3.09	3.09	1.78	2.60	2.19
3.2	2.23	2.52	2.40	2.40	1.27	2.14	1.77
1.2	1.68	1.65	1.67	1.67	0.69	1.11	0.92
0.6	1.21	1.13	1.26	1.26	0.45	0.57	0.51

Полученный цифровой материал Kuron H. обработал, применяя уравнение изотермы адсорбции.

Удельная адсорбция паров воды оказалась меньшей для глин, насыщенных щелочными катионами, чем щелочноземельными, причем в каждой группе лиотропный порядок вполне выдержан. Так, найдено: $Na > NH_4 > K$; $Mg > Ca = H > Ba$. Несовпадение при высоких P вполне понятно: здесь имеет место конденсация паров воды в жидкость. Получив такие результаты, Kuron H. сделал сначала предположение, что у глин, насыщенных щелочными катионами, повидимому, вода крепче связана, так что при сушке над концентрированной серной кислотой большая часть последней еще не может быть отнята. В связи с вышеизложенным он изменил методику работы: стал высушивать исследуемые глины над фосфорным ангидридом, а для уверенности в удалении связанной воды подвергал образцы дополнительно прокаливанию. Результат получился следующий.

Таблица 16

Потеря влажности глин, насыщенных катионами

Катионы	Потеря в весе при	
	сушке над фосфорным ангидридом в %	прокаливании в %
Ca	0.471	10.67
Ba	0.156	9.68
Mg	0.344	9.96
H	0.377	10.41
Na	0.124	10.22
K	0.079	9.66
NH_4	нет данных	10.85

Как видно из приведенных данных, результаты получены близкие прежним. Мы намеренно останавливались подробно на работе Kuron H., так как в наших опытах у почв, насыщенных щелочными катионами, незначительная часть органического вещества потеряна при диализе, что и могло уменьшить величину гигроскопической воды в них.

Нами изучалось содержание гигроскопической воды у почв, насыщенных различными катионами. Навеска почвы в 5 г высушивалась при температуре 105° до постоянного веса, потом определялось количество потерянной воды. Результаты получены следующие (см. табл. 17, стр. 71).

Ряды показывают подтверждение ряда гидратации катионов, причем для одновалентных катионов имеем свой порядок: $Li > Na > NH_4$ (отклонение калия каштановой почвы можно объяснить ошибкой опыта). Увеличенные количества гигроскопической воды у почв, насыщенных алюминием и железом, пожалуй, понятно: увеличение произошло, с одной стороны, за счет гидратов окиси железа и алюминия, с другой стороны, почвы были насыщены частично водородом. После полученных результатов было предположение, что, может быть, исследуемые образцы почв не достигли одинакового воздушносухого состояния; поэтому опыты были повторены таким образом: небольшие навески почв держались покрытыми бумагой в течение месяца и потом подвергались анализу на определение гигроскопической воды. Результаты получились прежние, с небольшими отклонениями.

Таблица 17

Гигроскопичность почв в зависимости от поглощенных оснований

Катионы	Гигроскопическая вода	
	каштановая почва	черноземная почва
Li	4.7	Нет данных
Na	4.4	7.1
NH_4	4.1	6.8
K	4.6	6.4
Mg	5.6	7.4
Ca	5.0	7.3
Ba	4.9	Нет данных
Mn	5.5	7.2
Al	6.0	7.6
Fe	6.7	Нет данных
H	5.2	6.2

5. Максимальная гигроскопичность. Гигроскопичность почвы зависит от внешних условий. Почвенные частички, обладая молекулярными силами сцепления, адсорбируют при этом, как считает Родевальд, на своей поверхности прерывистую водяную оболочку. Максимальная гигроскопичность, по исследованиям Родевальда и Митчерлиха, соответствует тому состоянию влажности, когда почвенные частички окружены уже сплошной водяной оболочкой, состоящей из одного ряда молекул. Достигается это помещением образца в насыщенное водяными парами пространство. По современным представлениям (см. данные Kuron), максимальная гигроскопичность равна гидратационной воде+капиллярно-конденсированная. В наших опытах максимальная гигроскопичность определялась по методу Робинсона. Навеска почвы в 3—4 г помещалась в сушильный стаканчик, который ставился в эксикатор над 3.3% серной кислотой. Из эксикатора выкачивался воздух до абсолютного давления около 40—50 мм. Затем эксикатор выдерживался в термостате при 30°C в течение 5 суток. По истечении этого времени стаканчики взвешивались, затем высушивались при температуре 118° в течение 18 часов и снова взвешивались. Полученные результаты приводятся ниже в табл. 18 (стр. 72).

Величины максимальной гигроскопичности оказались наибольшими у почв, насыщенных щелочными катионами (особенно для лития и натрия); следующее место занимают почвы, насыщенные щелочно-земельными катионами. В каждой группе лиотропный ряд вполне выражен; так, найдено: $Li > Na > NH_4$; $Mg > Ca > H > Ba$. Почва, насыщенная

Таблица 18

Максимальная гигроскопичность каштановой почвы, насыщенной различными катионами

Катионы	Максимальная гигроскопичность в %
Li	12.9
Na	12.2
NH_4	12.2
K	8.3
Mg	8.5
Ca	10.0
H	9.8
Ba	9.7
Mn	8.4
Al	10.0
Fe	8.5

калием, снова не вошла в ряд, как это было уже при определении гигроскопичности. Наши данные расходятся с аналитическими результатами других авторов, в частности Kuron, который показал, что благодаря наслоению конденсационных явлений на адсорбцию воды ряды катионов смещаются. Наши опыты этого смещения в резкой форме не показали, повидимому, потому, что в методе Робинсона мы имеем дело с более полными явлениями конденсации воды, благодаря чему результаты очень близко подходят к величинам молекулярной влагоемкости.

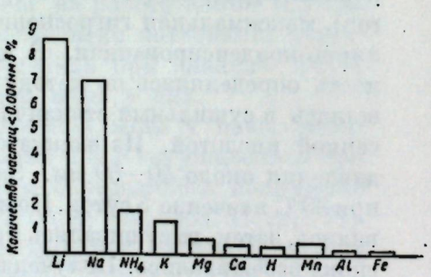
6. Дисперсность почв. По дисперсности, в ее зависимости от целого ряда условий (в том числе и от состава обменных оснований), имеется большая литература.[1] Наши опыты по определению дисперсности производились следующим образом. Навеска почвы в 5 г пересыпалась в банку и в течение 1 часа встряхивалась на болтушке с небольшим количеством воды, после этого переносилась в мерные цилиндры (500 см³) и 20 раз встряхивалась с прибавленной водой, а затем ставилась на сутки для отстаивания. По прошествии суток слой жидкости в 8.5 см сливался и выпаривался. Полученный вес осадка после просушивания перечислялся на 100 г почвы. Результаты опытов приводятся ниже в табл. 19.

Таблица 19

Количество частиц диам. < 0.001 мм

Катионы	Дисперсность в %	
	каштановая почва	черноземная почва
Li	8.80	Нет данных
Na	7 16	10.89
NH_4	1.84	3.20
K	1.32	2.00
Mg	0.56	1.20
Ca	0.28	0.83
H	0.20	0.63
Ba	0.20	Нет данных
Mn	0.41	0.98
Al	0.11	0.40
Fe	0.12	Нет данных

Полученные результаты вполне согласуются с вышеприведенными данными К. К. Гедройца о диспергирующем действии поглощенных оснований. Лиотропный ряд полностью выдержан. На некоторых моментах, поясняющих полученный аналитический материал, мы считаем возможным кратко остановиться. Падение глинистых частиц трактуется обычно на основе известного закона Стокса. Как известно, закон Стокса учитывает только механические факторы системы. Если же допустить образование сольватных оболочек вокруг глинистых частиц, то нетрудно придти к выводу, что действительная скорость падения глинистых частиц в этом случае будет в большей или меньшей степени отличаться от скорости падения, вычисленной по формуле Стокса. Представим себе две одинаковых частицы, из которых одна сольватирована, другая — нет. Первая — будет падать, окруженная сольватной оболочкой, и удельный вес ее в этом случае, состоящий из удельного веса самой частицы и сольвата, будет меньше, чем удельный вес второй частицы; поверхность же соприкосновения с дисперсной фазой у первой частицы будет больше, чем у второй. Оба эти фактора будут способствовать тому, что первая частица будет падать медленнее, чем вторая; в результате для первой частицы мы будем воспринимать кажущуюся дисперсность, которая в действительности меньше истинной. Таким образом, трактовать падение гидратированных глинистых частиц с точки зрения закона Стокса — недостаточно. Щелочные катионы, как известно, больше гидратированных по сравнению с щелочноземельными и др., а потому и повышенная дисперсность почв, насыщенных щелочными катионами, отчасти объясняется вышеизложенными соображениями.



Фиг. 2. Дисперсность каштановой почвы, насыщенной различными катионами.

Второй главной причиной, повышающей дисперсность почвенных образцов, насыщенных щелочными катионами, является также большее диспергирование их при таком насыщении. Baver произвел измерения в ультрамикроскопе величины радиуса частичек коллоида электродиализированной почвы Putnam, насыщенной кальцием и натрием, при обработке растворами $Ca(OH)_2$ и NaOH. В результате таких измерений оказалось, что исходный коллоид почвы, насыщенный водородом, имел радиус частичек, равный 136 μμ; постепенное насыщение кальцием понизило размер частичек до 121 μμ; дальнейшее прибавление $Ca(OH)_2$ привело к увеличению радиуса до 148 μμ; при насыщении коллоида почвы натрием радиус уменьшился до 90 μμ, до нижнего предела видимости в ультрамикроскопе. Большой интерес представляет исследование роли органического вещества в явлениях дисперсности. Исследования Baver (11) и К. К. Гедройца (21) показали, что разрушение органического вещества почвы при окислении ее перекисью водорода приводит к увеличению дисперсности. Эти исследования устанавливают огромную роль гумуса в образовании почвенной структуры, на нашем аналитическом материале по этому вопросу мы остановимся ниже.

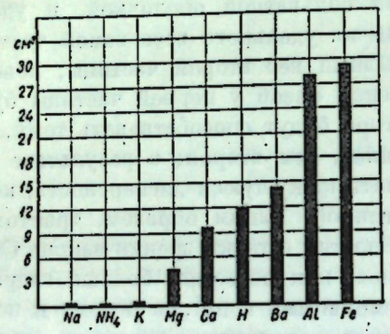
7. Фильтрационная способность почв, насыщенных различными катионами. Для определения фильтрационной способности почв, насыщенных различными катионами, был использован метод фильтрационного анализа В. Оствальда,

[1] Достаточно подробная литература по этому вопросу имеется в работе Панкова А. М. «Дисперсность почв и грунтов в зависимости от различных условий», Труды Почвенного инст., т. X, вып. 6.

примененный к почвам И. Н. Антиповым-Каратаевым (4). Работа велась следующим образом. Навеска почвы в 3 г помещалась в воронку Бюхнера на бумажный фильтр № 602. В воронку приливалось 50 см³ дистиллированной воды, и наблюдалась скорость фильтрации при постоянном давлении в аппарате, равном 32 см водяного столба. После того как устанавливалось постоянство скорости фильтрации, выводилась средняя скорость за 1 минуту. В результате такой обработки получены следующие цифры (см. табл. 20).

Из приведенных результатов видно, что скорость фильтрации воды через почву находится в зависимости от диспергирующей роли адсорби-

Таблица 20



Фиг. 3. Скорость фильтрации воды через каштановую почву, насыщенную различными катионами (см³ в 1 мин).

Скорость фильтрации каштановой почвы, насыщенной различными катионами

Катионы	Скорость фильтрации в см³/мин.
Na	0.1
NH_4	0.3
K	0.3
Mg	4.8
Ca	9.5
H	12.0
Ba	14.5
Al	29.0
Fe	28.0

рованных катионов, и по этому признаку катионы располагаются в следующий обратный лиотропный ряд: $Al > Ba > H > Ca > Mg > K = NH_4 > Na$. Образец почвы, насыщенный магнием, в меньшей степени повышает фильтрацию, по сравнению с насыщенным кальцием. Отсюда можно придти к выводу, что сравнивать или близко ставить поглощенный магний и кальций, как это нередко делается, не следует, так как свойства их неодинаковы.

8. Капиллярный подъем воды. Капиллярный подъем воды в лабораторных условиях производился путем обычного приема, заключающегося в том, что стеклянная трубка наполняется испытуемой почвой или грунтом и нижним своим концом погружается в сосуд с водой. Пористую почву при этом принято рассматривать как пучок капиллярных трубок; поэтому явления капиллярности и поверхностное натяжение становятся применимыми в почве. Известная формула высоты поднятия воды в вертикальной капиллярной трубке, смачиваемой водой, нижний конец которой погружен в воду, имеет следующий вид:

$$H = \frac{2\sigma}{gdr},$$

где H — высота мениска над уровнем воды, σ — поверхностное натяжение на границе вода — воздух, g — ускорение силы тяжести, d — плотность жидкости (в данном случае воды), r — радиус трубки. Из приведенной формулы видно, что высота поднятия жидкости в волосных цилиндрических трубках обратно пропорциональна диаметрам или радиусам этих трубок, т. е. произведение радиуса трубки на высоту поднятия жидкости есть приблизительно величина постоянная.

Наши опыты с капиллярным поднятием воды производились с почвами, насыщенными различными катионами. Для этой цели брались трубки диаметром в 1 см, которые снизу обвязывались полотном, до 2 см высоты наполнялись песком, а выше — изучаемой почвой. Почвы было взято до 10 г в каждом случае, высота почвенного столбика в среднем равнялась 9.5 см. Приготовленные таким путем трубки ставились одновременно в сосуд с небольшим количеством воды так, чтобы почва могла смачиваться только капиллярно, через песок. Полученные результаты приводятся ниже в табл. 21.

Таблица 21

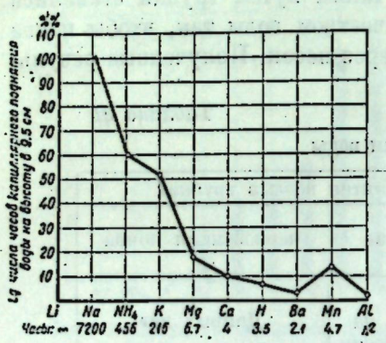
Капиллярный подъем воды

Катионы	Время поднятия воды в трубках	
	каштановая почва	черноземная почва
Li	Вода поднялась на 2.5 см в течение 3 месяц.	Данных нет
Na	Вода поднялась на 3 см в течение 3 месяцев	Вода поднялась на 2 см в течение 3 мес.
NH_4	19 дней	27 дней
K	9 »	23 »
Mg	6 ч. 45 м.	12 ч. 30 мин.
Ca	4 » 00 »	4 » 10 »
H	3 » 30 »	3 » 20 »
Ba	2 » 05 »	Данных нет
Mn	4 » 43 »	8 ч. 55 мин.
Al	1 » 16 »	50 »
Fe	1 » 20 »	Данных нет

Приведенные данные о скорости капиллярного поднятия воды в почвах, насыщенных различными катионами, представляют ряд, обратный лиотропному, т. е. $Al > Ba > H > Ca > Mg > K > NH_4 > Na > Li$. Вышеприведенная формула для определения высоты капиллярного поднятия воды указывает, что величина H у мелкозернистых почв (в нашем случае насыщенных литием и натрием) должна приобрести большую величину, вследствие малых величин почвенных пор. Но практически H вряд ли достигнет большой величины, так как вследствие гидратации вышеуказанных катионов произойдет набухание почвы; поэтому каналы, по которым движется вода, в этом случае настолько уменьшатся в диаметре, что движение воды в почве может практически совсем прекратиться или, в лучшем случае, сделается бесконечно медленным. В случае

насыщения почвы катионами-коагуляторами, капилляры достигают уже больших размеров, и вода передвигается по ним под влиянием капиллярных сил, обусловленных главным образом поверхностным натяжением на границе вода — воздух. Поэтому мы и видим здесь большую скорость передвижения воды. В. Keen (31) высказывается отрицательно о гипотезе капиллярных трубок и указывает, что хотя она и нашла себе место в литературе, но нуждается в значительной модификации. Более подходящей моделью для этой цели могла бы служить трубка с таким сечением, диаметр которого изменялся бы вдоль всей ее длины (четочные трубки), что в большей степени соответствовало бы капиллярам почвы.

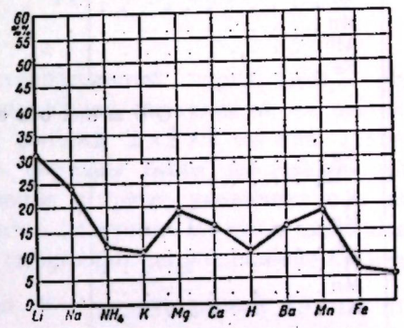
9. Пластичность. Под словом пластичность по отношению почв и грунтов понимается способность их образовывать с водой однородную массу, способную принимать любую форму и сохранять ее после того, когда действие внешней силы будет прекращено. Пластичность — понятие комплексное, так как зависит от целого ряда факторов: величины глинистых частиц, формы их, характера взаимоотношения с водой и т. д. Вследствие комплексности понятия пластичности, вполне естественно, что и методы ее определения довольно разнообразны. Пластичность[1] глины обусловлена большим или меньшим количеством воды в ней. При небольшом количестве воды глина тверда, при большем количестве — становится мягкой и пластичной, при избытке воды течет, как жидкость. Таким образом, количество воды, обусловливающее то или другое состояние глинистой массы, является характерным признаком для глин со стороны их пластичности, а поэтому может служить способом измерения пластичности глин. Таким способом измерения пластичности пользовался Аттерберг (6; 7), который достиг в этом отношении наибольших успехов. В системе глина + вода Аттерберг установил несколько различных состояний смеси глины с водой; некоторые из них оказались особенно характерными для глин, поэтому и служат константою пластичности глин. Пластичность глин зависит от силы сцепления между минеральными частицами и частицами воды. С увеличением прибавляемой воды пластичность глины возрастает до известного предела, пока средняя величина водяной оболочки, окружающей глинистые частицы, не будет больше средней величины молекулярного притяжения глины к воде. При дальнейшем прибавлении воды оболочка увеличивается, часть воды выходит из сферы притяжения, и пластичность падает. Таким образом,



Фиг. 4. Капиллярный подъем воды (опыты с каштановой почвой).

[1] Литературу о пластичности глин см. в работах проф. Земятченского П. А. Глины СССР, изд. Ак. Наук СССР, 1925. (А. П.)

вода в глине, если она содержится не в избытке, находится под влиянием сильного сжатия. Опытами же Таммана (52) установлено, что все жидкости, находящиеся под большим давлением, обладают значительной вязкостью. Мы имеем здесь, следовательно, такое состояние вещества, какое получилось бы, если бы вязкая жидкость заполняла поры между зернами вещества. Способность глин сохранять форму, несмотря на действие силы тяжести, в настоящее время объясняют также свойствами тонких слоев воды. Так, Б. В. Дерягиным (24) установлено, что вода в тонких слоях обладает упругостью формы, характеризуемой измеримым модулем сдвига, и обладает, следовательно, в этих условиях свойствами твердого тела. Модуль сдвига резко падает с увеличением толщины слоя воды. Как принято считать, глина состоит из частичек, имеющих форму тонких пластинок. Тончайшие слои воды, окружающие эти пластинки, обладают, как указывалось выше, свойствами твердого тела; поэтому и вся глина становится способной сохранять свою форму. В связи с этим становится понятной и роль пластинчатой формы глинистых частиц; при более округлой форме их они были бы окружены слоями воды уже большей толщины, в связи с чем вода уже потеряла бы свои свойства твердого тела. Пластичность зависит также от степени дисперсности материала, что давно установлено опытами проф. П. А. Земятченского (29). В наших опытах при определении пластичности почв, насыщенных различными катионами, мы пользовались методом Аттерберга. Граница верхней текучести, как наиболее условная, не определялась. Результаты опытов приводятся ниже (см. табл. 22 на стр. 78).



Фиг. 5. Пластичность каштановой почвы, насыщенной различными катионами.

Из приведенного материала видно, что лиотропный ряд выражен полностью, за исключением почвы, насыщенной водородом, которая заняла место после бария; так, найдено (по числу пластичности): Li-почва > Na-почвы > NH_4-почвы > K-почвы; Mg-почва > Ca-почвы > Ba-почвы > H-почвы; Mn-почва > Fe-почвы > Al-почвы.

Пластичность глины, определяемая по Аттербергу, выражается в весовых процентах воды, причем, чем большею способностью удерживать воду обладает почва, тем пластичность у нее выше. При определении границы скатывания ставится обратное условие. Почвы, насыщенные щелочными катионами (литием, натрием), благодаря большей гидратации этих катионов, естественно, должны занять по пластичности первое место, что и видно из наших опытов.

10. Липкость. Липкость определяется той силой, которая необходима для отрыва пластинки какого-либо материала, придавленного к почве, и выражается в г/см². Учитывая, что липкость зависит от

Таблица 22

Пластичность почв, насыщенных различными катионами

Катионы	Граница нижней текучести	Границы скатывания	Число пластичности
Каштановая почва			
Li	43.8	13.6	30.2
Na	38.4	14.0	24.4
NH_4	31.7	17.4	14.3
K	29.6	18.1	11.5
Mg	35.4	15.7	19.7
Ca	31.9	15.6	16.3
H	27.6	16.3	11.3
Ba	31.9	16.5	15.4
Mn	33.2	14.9	18.3
Al	25.8	20.4	5.4
Fe	28.7	21.2	7.5
Обыкновенный чернозем			
Na	48.1	20.4	27.1
NH_4	40.3	27.9	12.4
K	39.5	28.2	11.3
Mg	43.5	23.6	19.9
Ca	40.4	26.5	13.9
H	38.9	27.6	11.3
Mn	42.1	26.1	16.0
Al	36.1	29.6	6.5

количества воды в почве, мы считали, что при нашей задаче (влияние отдельных катионов на липкость) нецелесообразно давать навескам почвы одинаковые количества воды, и доводили их до одного физического состояния, в наших опытах до нижней границы текучести по Аттербергу. Липкость определялась на весах Шоппера (42), приспособленных для этих опытов. Это приспособление сводилось к следующему. К грузу весов, уравновешивающему чашку, прикрепляется нить с пластинкой материала, липкость которого хотят изучить. Необходимо следить, чтобы пластинка висела строго отвесно. Самое же определение сводится к следующему. Опускают пластинку (из латуни в наших опытах) на почву, придавливают ее грузом (200 г) в продолжении 3 минут, а на чашку весов начинают сыпать песок до тех пор, пока пластинка оторвется от почвы. Момент отрыва пластинки от почвы характеризует величину прилипания почвы. Полученные результаты приводятся ниже (табл. 23).

Приведенный аналитический материал показывает зависимость прилипания от характера катиона, насыщающего почву. Как видно из табл. 11, лиотропный ряд полностью сохранился. Так, найдено, что прилипание Na-почвы > NH_4-почвы > K-почвы > Mg-почвы > Ca-почвы > H-почвы > Fe-почвы > Al-почвы. По прилипанию почво-грунтов в зависимости от поглощенных оснований имеются материалы в работах В. В. Охотина (для целей дорожного строительства), где автор намечает пути улучшения полотна грунтовых дорог на основе изменения физических свойств почво-грунтов (в частности и прилипания, оказывающего огромное влияние на качество дороги) путем изменения состава обменных оснований.

Таблица 23

Липкость каштановой почвы, насыщенной различными катионами

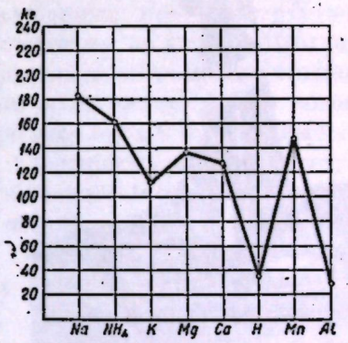
Катионы	Липкость в г/см²
Na	30.7
NH_4	26.9
K	21.1
Mg	20.0
Ca	17.4
H	16.7
Mn	18.1
Al	13.7
Fe	14.2

11. Связность (сопротивление раздавливанию). [1] Определение связности (сопротивления раздавливанию) производилось на прессах, обладающих точным измерителем давления и достаточной мощностью. В наших опытах употреблялся гидравлический пресс системы «Тониндустри». Для этой цели из почвы, пропущенной через сито с диаметром отверстий в 1 мм, при последующем смачивании ее водой, были приготовлены в особых формах кубики 2×2×2 см при давлении 25 кг на 1 см². Приготовленные образцы были высушены при температуре 105°. При испытании давление в прессе увеличивалось постепенно до тех пор, пока проба развалится на куски. Из силы давления, определяемой в момент разлома пробы, вычисляют сопротивление на раздавливание по выражению $\frac{P}{K-F}$, где P — разрушающий груз в кг, F — площадь давления образца в см², определяемая путем обмера перед испытанием. Полученные результаты приводятся ниже (табл. 24).

Таблица 24

Сопротивление раздавливанию (опыты с черноземной почвой)

Катионы	Сопротивление на сжатие в кг/см²
Na	183
NH_4	161
K	112
Mg	138
Ca	128
H	34
Mn	148
Al	30



Фиг. 6. Сопротивление раздавливанию (опыты с черноземом).

По сопротивлению образцов, насыщенных различными катионами на раздавливание, лиотропный ряд сохраняется; так, найдено:

[1] Механические испытания произведены в физико-механической лаборатории Института прикладной минералогии и геологии НКТП.

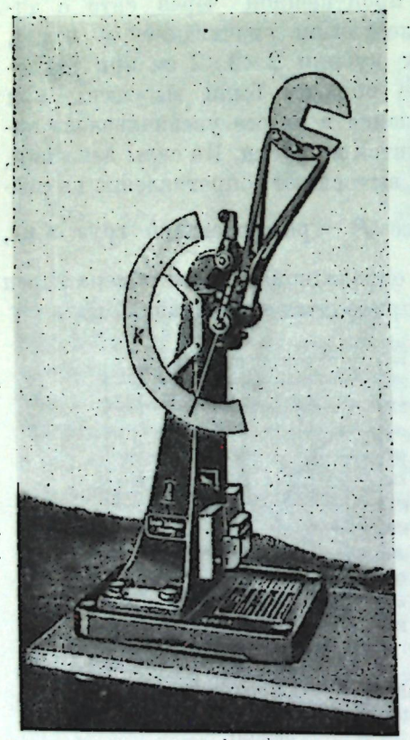
Na-почва > NH_4-почвы > K-почвы; Mg-почва > Ca-почвы > H-почвы. Большое сопротивление раздавливанию почвы, насыщенной натрием, указывает, что микроструктура после насыщения натрием уничтожается; глинистые частицы в большей степени увеличивают свою дисперсность, а вместе с тем и удельную поверхность; связь глинистых частиц после этого становится полнее, что и ведет к увеличению связности. По сопротивлению на раздавливание почва, насыщенная натрием, приближается к высшим маркам бетона, что видно из следующей табл. 25. [1]

Таблица 25

Сопротивление сжатию бетона

Марка бетона	I	II	III	IV	V	VI	VII
Временное сопротивление сжатию бетона в возрасте 28 дней в кг/см²	210	170	130	110	90	65	45

Большое сопротивление на раздавливание почвы, насыщенной натрием, несомненно, может быть использовано для различных технических целей, при условии защиты от влажности (40), так как вода, вызывая гидратацию почвы, насыщенной натрием, приведет к ее набуханию и размыванию.



Фиг. 7. Маятниковый копер.

12. Испытание на удар. Прибором для производства ударных испытаний служат копры различных систем. Из маятниковых копров большое распространение при испытании хрупкости строительных материалов получил копер системы Шарпи, которым мы и пользовались в своих опытах. Общее представление о приборе дает прилагаемый рисунок (фиг. 7). Самое же испытание производится следующим образом. Из испытуемого материала изготовляются брусочки длиною в 6 см, шириною в 1 см, при давлении в 25 кг на 1 см². Затем образец кладется на опоры станины, а маятник ставится в свое исходное верхнее положение. После этого маятнику дают возможность свободно падать, и он, ударяясь об испытуемый образец, ломает его; в случае же остатка его потенциальной энергии после излома, он проходит на другую сторону станины

[1] Глебов, С. А. Физико-механические испытания строительных материалов, 1934.

и делает определенный подъем стрелки, указывающей на шкале в градусах угол, получившийся от оставшейся в маятнике после разлома образца потенциальной энергии. [1] Разность потенциальных энергий маятника до падения его (она равна 160°) и после падения и удара об образец и определяет работу, израсходованную на перелом. Для быстрого пересчета работы удара с градусов на кг/см служит специальная таблица, присылаемая фирмой. Результаты определений на удар даются ниже (см. табл. 26).

Полученный цифровой материал по испытанию на хрупкость почвенных образцов, насыщенных различными катионами, показывает, что изучаемые почвы по влиянию отдельных катионов на это свойство можно расположить в следующий ряд: Na-почва > NH_4-почвы > K-почвы; Mg-почва > Ca-почвы > H-почвы. Подобный порядок влияния катионов нами был уже отмечен при испытании почвенных образцов на сжатие. Причины, очевидно, одного порядка, и они становятся ясными из рассмотрения данных объемного веса и скважности рассмотренных объектов, приводимых ниже.

Таблица 26

Результаты испытаний на удар (опыты с черноземной почвой)

Катионы	Удельн. работа удара в кг · см/см²
Na	0.813
NH_4	0.796
K	0.629
Mg	0.687
Ca	0.681
Mn	0.718
Al	0.478

Объемный вес и скважность. Объемный вес — есть вес единицы объема почвы без вычета всех внутренних пор и пустот. Известно довольно много способов определения объемного веса почвы. В наших опытах объемный вес определялся у высушенных при температуре 105° кубиков почвы, приготовленных для испытания на сжатие. Когда тело имеет правильную форму, то для определения объема достаточно произвести его обмер, лучше при помощи штангенциркуля, и потом для получения объемного веса разделить вес образца на полученный объем. Так и было сделано в наших опытах. Скважность почвы будет выражаться разностью между удельным и объемным весом почвы. Вычисление скважности производилось по формуле:

$$p = 100\left(1 - \frac{E_1}{E}\right),$$

где p — скважность почвы, E — удельный вес почвы, E_1 — объемный вес почвы.

При вычислении скважности удельный вес у всех образцов почвы принят был за 2.60; это сделано потому, что величина удельного веса,

[1] Прибор Шарпи имеет два сменных маятниковых копра, применяемых в зависимости от прочности испытуемого материала: первый с потенциальной энергией в 10 кг·см, другой — в 40 кг·см; в своих опытах мы пользовались первым.

в зависимости от рода катиона, насыщающего почву, повидимому весьма мало изменяется;[1] порядок изменения нами точно не установлен, поэтому при вычислении скважности и взята была величина удельного веса наиболее часто, получаемая нами в опытах. Результаты видны в табл. 27.

Таблица 27

Объемный вес и скважность (опыты с черноземом)

Катионы	Объемный вес	Скважность
Na	1.89	27.4
NH_4	1.81	30.4
K	1.77	31.9
Mg	1.79	31.2
Ca	1.78	31.6
H	1.59	38.9
Mn	1.82	30.0
Al	1.56	40.0

Как видно из приведенных данных, объемный вес и скважность почвы находятся в зависимости от характера катиона, насыщающего почву. При этом изменение объемного веса почвы происходит в следующем порядке: Na-почва > NH_4-почвы > K-почвы; Mg-почва > Ca-почвы > H-почвы. По скважности почвы образуют обратный лиотропный ряд. Эти данные вполне подтверждают вышеизложенные рассуждения о причинах повышения механических свойств почв (сопротивление на раздавливание и на удар), насыщенных щелочными катионами.

Зависимость физических свойств от различного соотношения кальция, натрия и магния в поглощающем комплексе

Согласно учению К. К. Гедройца, кальций играет главную роль среди обменных оснований поглощающего комплекса. Поэтому и основные агрономические свойства почв находятся в зависимости от степени насыщенности кальцием поглощающего комплекса. Вступление обменного натрия в поглощающий комплекс вызывает повышение степени дисперсности и изменение других свойств, определяющих так называемые солонцеватые свойства почвы. Значение поглощенного магния в образовании солонцеватых свойств полностью не изучено, чем и объясняются разноречивые мнения в литературе о его роли в этом отношении.

Таким образом, степень солонцеватости почв зависит от количества натрия, а также, повидимому (хотя и в меньшей степени) магния, содержащихся в почве в поглощенном состоянии. Но какое количество указанных катионов придает почве солонцеватость, в достаточной степени не установлено. Для изучения поставленного вопроса нами приготовлены такие образцы черноземной почвы, где на ряду с кальцием в поглощающем комплексе имеются различные количества натрия и магния. Приготовленные образцы почв имели следующий состав поглощенных оснований:[1]

Ca+Na : 100+0; 96+4; 92+8; 86+14; 82+18; 70+30; 48+52; 24+76; 16+84; 0+100;

Ca+Mg : 100+0; 78+22; 66+34; 54+46; 34+66; 31+69; 24+76; 10+90; 0+100.

[1] Имеющийся материал по этому вопросу еще не обработан *(А. П.)*.

Остановимся сначала на опытных данных с почвами, насыщенными Ca+Na. Так как методика работы была уже изложена выше, то здесь в табл. 28 приводятся только результаты отдельных определений.

Таблица 28

Сводные данные физических свойств почвы в зависимости от соотношения Ca + Na в поглощающем комплексе

Изученные свойства	Соотношение Ca + Na в поглощающем комплексе									
	100 + 0	94 + 4	92 + 8	86 + 14	82 + 18	70 + 30	48 + 52	24 + 76	16 + 84	0 + 100
Дисперсность в %	0.83	0.92	1.21	2.04	2.60	2.89	4.40	6.88	8.40	10.89
Полная влажн.	— 76	83	86	86	87	98	118	123	130	130
Скорость фильтрации в 1 мин. ($см^3$)	12.4	6.1	3.9	2.5	0.9	0.7	0.2	0.1	0.1	0.4
Капиллярн. подъем воды на высоту в 9.5 см.	4 ч. 10 м.	7 ч. 25 м.	31 ч.	46 ч.	91 ч.	142 ч.	360 ч.	492 ч.	—	—
Константы Аттерберга:										
a) граница нижней текучести	40.47	40.60	40.80	40.98	41.44	42.31	44.94	45.66	46.59	48.14
b) граница скатывания	26.58	25.18	24.78	23.73	23.54	23.34	22.94	21.43	20.77	20.43
c) число пластичности	13.89	15.42	16.02	17.25	17.90	19.97	22.00	24.18	25.82	27·71
Сопротивлен. раздавлив. ($кг/см^2$)	128	128	131	140	143	152	160	180	183	183

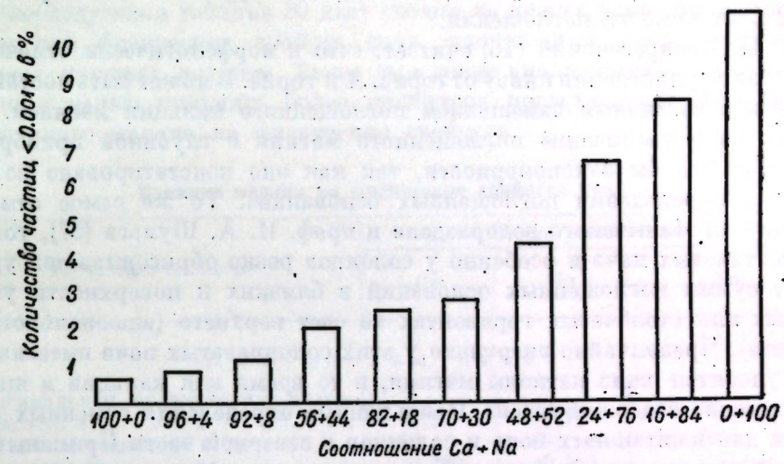
Полученные данные указывают, что не все физические свойства в одинаковой степени отражают вступление обменного натрия в поглощающий комплекс. Наиболее характерными являются опыты с капиллярным подъемом воды, из которых видно, что уже при содержании 2 м.-экв. обменного натрия в поглощающем комплексе капиллярный подъем воды замедляется в 2 раза по сравнению с почвой, насыщенной кальцием; при 4 м.-экв. обменного натрия — замедляется в 8 раз, при 7 м.-экв.— в 11 раз, при 9 м.-экв. — в 20 раз и т. д. Таким образом, достаточно незначительного количества натрия в поглощающем комплексе, чтобы сильно

[1] Емкость поглощения чернозема Каменной степи равнялась 50 м.-экв. на 100 г почвы.

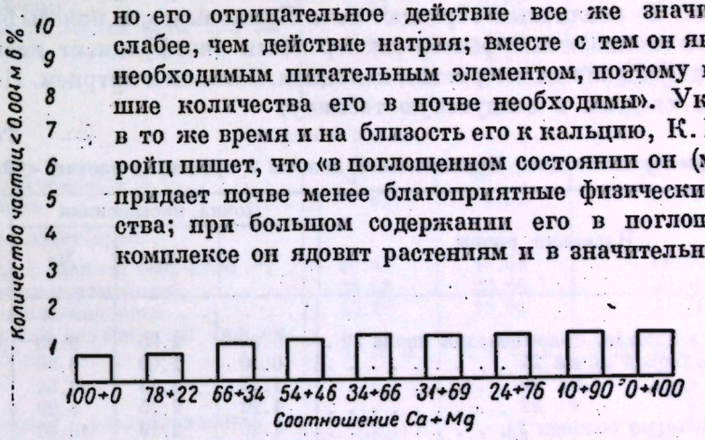
замедлить капиллярный подъем воды в почве. Фильтрационная способность также весьма наглядно отражает вступление натрия в поглощающий комплекс. Из приведенных анализов видно, что при содержании 2 м.-экв. обменного натрия в поглощающем комплексе почвы, насыщенной преимущественно кальцием, фильтрационная способность уменьшилась в 2 раза, по сравнению с почвой, насыщенной только кальцием; при содержании 4 м.-экв. — уменьшилась в 3 раза; при содержании 7 м.-экв. — в 5 раз. При дальнейшем увеличении обменного натрия фильтрация воды замедляется еще сильнее. Опыты по дисперсности тоже с достаточной ясностью указывают на содержание обменного натрия в поглощающем комплексе, причем увеличение дисперсности хорошо заметно уже при 2, 4, 7 м.-экв. от емкости поглощения, не говоря уже о больших количествах обменного натрия в поглощающем комплексе. Полная влагоемкость почвы в меньшей степени отражает содержание обменного натрия в поглощающем комплексе, особенно при малых его количествах (до 7 м.-экв. от емкости поглощения). Данные по определению пластичности показывают, что граница нижней текучести с увеличением количества поглощенного натрия постепенно увеличивается, причем до 7 м.-экв. содержания обменного натрия это увеличение мало заметно и только при дальнейшем увеличении количества натрия становится ясно заметным. Числовые значения границы скатывания с увеличением количества поглощенного натрия постепенно уменьшаются. Пластичность, выражаемая как разность между нижней границей текучести и границей скатывания, довольно ясно указывает изменение пластичности от содержания натрия в поглощающем комплексе. О солонцеватости по пластичности судить трудно, если говорить о небольших количествах поглощенного натрия, так как пределы колебания числовых величин пластичности невелики; не отличаются также точностью повторные определения, особенно определения нижней границы текучести. Граница верхней текучести, как наиболее условная, нами совсем не определялась. Хорошо заметно увеличение связности (сопротивление раздавливанию) по мере увеличения обменного натрия в поглощающем комплексе.

Приведенный материал указывает, что достаточно самого незначительного количества обменного натрия в поглощающем комплексе — для некоторых свойств 2—4—7 м.-экв.,— чтобы резко изменить в неблагоприятную сторону физические свойства почвы. Изменение физических свойств особенно хорошо заметно при изучении фильтрационной способности, дисперсности, капиллярного подъема воды.

Прежде чем переходить к аналитическому материалу по изучению влияния различных количеств поглощенного магния на солонцеватость почв, остановимся на рассмотрении имеющихся данных о роли поглощенного магния в этом вопросе. Как уже указывалось выше, роль поглощенного магния в этом отношении полностью не изучена, хотя магний составляет значительный процент от емкости поглощения в каштановых почвах и солонцах Юго-востока. В литературе высказывались предположения, что поглощенный магний может оказывать влияние на солонцеватость почв, особенно, если он находится в больших количествах. Такой взгляд высказывался К. К. Гедройцем (46) при исследовании слитных черноземов Кубани в 1916 г. В более поздних работах у К. К. Гедройца также имеется определенное суждение по этому вопросу. Как пример приведем следующие его слова: «Поглощенный магний по своему действию на почву несколько приближается к поглощенному натрию, но его отрицательное действие все же значительно слабее, чем действие натрия; вместе с тем он является необходимым питательным элементом, поэтому небольшие количества его в почве необходимы». Указывая в то же время и на близость его к кальцию, К. К. Гедройц пишет, что «в поглощенном состоянии он (магний) придает почве менее благоприятные физические свойства; при большом содержании его в поглощающем комплексе он ядовит растениям и в значительно меньшей степени защищает поглощающий комплекс от разрушения». Л. И. Прасолов и И. Н. Антипов-Каратаев (46), наблюдая увеличение количества поглощенного магния в уплотненных горизонтах солонцов и «бурых» почв Ергеней, пришли к выводу, что степень солонцеватости может



Фиг. 8. Влияние возрастающих количеств обменного натрия на дисперсность почвы.



Фиг. 9. Влияние возрастающих количеств обменного магния на дисперсность почвы.

быть обусловлена не только поглощенным натрием, но и магнием. Из приводимых ими анализов видно, что в уплотненных горизонтах солонцов поглощенный магний составляет до 67%, а в «бурых» почвах Ергеней — до 42% от емкости поглощения.

М. П. Воскресенский (18) считает, «что и морфологически отмеченное нарастание уплотнения книзу от гориз. А к гориз. В может быть поставлено в связь с частичным замещением поглощенного кальция магнием. Для наших почв увеличение поглощенного магния с глубиной приобретает характер как бы закономерности, так как оно констатировано во всех случаях определения поглощенных оснований». То же самое отмечает у почв Сал-Манычского водораздела и проф. И. А. Шульга (57), говоря: «у каштановых почв и особенно у солонцов резко обрисовывается увеличение суммы поглощенных оснований в близких к поверхности уплотненных или столбчатых горизонтах за счет верхнего (элювиального горезонта). Чрезвычайно энергично у этих солонцеватых почв вытесняются или уносятся вниз катионы магния, в то время как кальций и щелочи определенно задерживаются». Наши данные определения обменных оснований для каштановых почв и солонцов в северной части Приманычской полосы подтвердили отмеченную закономерность. Мы нашли в солонцах этой полосы количество обменного магния до 65—76% от емкости обмена. [1]

Занимая промежуточное положение между кальцием и натрием, магний хотя и в значительно меньшей степени, чем натрий, но распыляет почву. Вот, например, несколько данных по распыляющему действию магния. В различных образцах почв Приманычской полосы был определен так называемый фактор дисперсности (коэффициент дисперсности) после насыщения их хлористым кальцием, магнием и натрием. Полученные данные сведены в следующую таблицу:

Таблица 29

Дисперсность почв Приманычской полосы в процентах частиц < 0.001 мм

Название почвы	Почва, насыщенная			Контрольная почва
	Ca	Mg	Na	
Светлокаштан. солонцеватая почва 29	0.80	2.00	8.70	3.15
Каштановая почва 24	0.50	2.00	6.50	3.80
» » 34	1.15	2.35	12.64	7.25
» » 22	1.20	2.75	8.20	3.60
Столбчатый солонец 21	1.20	2.10	10.00	4.10
» » 31	1.95	3.05	11.9	4.10

Как видно из приведенных данных, магний повышает дисперсность приблизительно в 2 раза против кальция и в 4—5 раз меньше, чем натрий.

[1] А. М. Панков и П. И. Шаврыгин. К характеристике состава поглощающего комплекса почв Приманычской полосы. Труды Почвенного инст. Акад. Наук, т. IX, 1934.

Контрольная почва имеет большую дисперсность по сравнению с почвой, насыщенной кальцием и магнием, благодаря присутствию в ней поглощенного натрия.

Нижеследующая таблица 30 дает сводку из наших ранее приведенных определений физических свойств почв, насыщенных преимущественно кальцием, магнием, натрием. Такое выделение аналитического материала сделано с целью получить более наглядное представление о влиянии поглощенного магния на физические свойства.

Таблица 30

Влияние магния на физические свойства почв

Изученные свойства	Почва, насыщенная		
	Ca	Mg	Na
Каштановая почва			
Максимальная молекулярная влагоемкость в %	15.28	15.74	18.00
Полная влагоемкость в %	62	69	103
Дисперсность	0.280	0.560	7.160
Константы Аттерберга:			
a) граница нижней текучести	31.9	35.4	38.4
b) граница скатывания	15.6	15.7	14.0
c) число пластичности	16.3	19.7	24.4
Липкость (в г/см²)	13.4	20.0	30.7
Теплота смачивания (в малых кал. на 1 г почвы)	7.82	6.79	5.07
Капиллярный подъем воды (на высоту 9.5 см)	3ч. 30 м.	6 ч. 45 м.	Вода поднялась на высоту 2.5 см в течение 3 мес.
Чернозем			
Полная влагоемкость в %	74	93	130
Дисперсность	0.83	1.20	10.89
Константы Аттерберга:			
a) граница нижней текучести	40.47	43.58	48.14
b) граница скатывания	26.58	23.66	20.43
c) число пластичности	13.89	19.92	27.71
Капиллярный подъем воды (на высоту 9.5 см)	4 ч. 10 м.	12 ч. 30 м.	Вода поднялась на 2 см в течен. 3 мес.
Сопротивление раздавливанию (в кг/см²)	128	138	183

Общий вывод, вытекающий из приведенных данных, следующий: поглощенный магний изменяет физические свойства почв аналогично поглощенному натрию, но в значительно меньшей степени. Таким образом, поглощенный магний, повидимому, может обусловливать солонцеватые свойства, если последние определяются физическими свойствами

(дисперсность, уменьшение фильтрации, замедление капиллярного подъема и т. д.).

Перейдем теперь к опытным данным по изучению влияния различных количеств поглощенного магния на физические свойства почв

Таблица 31

Влияние возрастающих количеств обменного магния на физические свойства чернозема

Изучение свойства	Соотношение Ca + Mg								
	100+0	78+22	66+34	54+46	34+66	31+69	24+76	10+90	0+100
Дисперсность в % .	0.83	0.84	0.96	1.12	1.20	1.21	1.24	1.24	1.26
Полная влагоемкость в %	76	76	77	77	85	88	91	93	93
Скорость фильтрации в 1 мин. в см³ . . .	12.4	12.4	11.3	9.3	8.1	6.2	5.0	4.9	4.8
Капиллярный подъем воды на высоту 9.5 см	4 ч. 10 м.	4 ч. 35 м.	4 ч. 50 м.	5 ч.	8 ч.	9 ч. 40 м.	10 ч. 50 м.	11 ч. 40 м.	12 ч. 30 м.
Константы Аттерберга:									
a) граница нижней текучести	40.47	40.51	40.53	41.12	41.39	42.37	42.92	43.23	43.58
b) граница скатывания	26.58	26.08	25.63	25.30	24.83	24.69	24.90	23.62	23.66
c) число пластичности	13.89	14.43	15.20	15.82	16.56	17.68	18.02	19.61	19.92
Сопротивление раздавливанию (кг/см²)	128	129	129	131	135	137	137	135	138

Влияние поглощенного магния на солонцеватость почв невелико по сравнению с поглощенным натрием. С. Я. Сушко (50, 51, 54), на основании своих экспериментальных работ относится даже отрицательно к роли поглощенного магния в этом отношении. Переходя к обсуждению влияния различных количеств поглощенного магния на изменение физических свойств, можно заметить, что изученные свойства изменяются параллельно вступившему в поглощающий комплекс количеству магния. При 11 м.-экв. поглощенного магния в почве капиллярный подъем воды замедляется на 25 мин., по сравнению с почвой, насыщенной кальцием; при 17 м.-экв. поглощенного магния — на 40 мин., при 35 м.-экв. — на 5 час. 30 мин. и т. д. При полном насыщении поглощающего комплекса магнием капиллярный подъем воды замедляется в 3 раза, по сравнению с почвой, насыщенной кальцием. Достаточно изменить состав поглощающего комплекса этой почвы (насыщ. кальцием) введением в него 2 м.-экв. обменного натрия, чтобы замедлить в ней капиллярный подъем воды до такой же скорости, как это наблюдается у почвы, насыщенной магнием. При сравнении фильтрационной способности наблюдается такая же картина: действие 3—4 м.-экв. обменного натрия замедляет фильтрацию воды через почву в такой же степени, как почва, полностью насыщенная магнием. Цифры по дисперсности — такого же порядка: обменного натрия необходимо до 4 м.-экв., чтобы приравнять к почве, насыщенной магнием. В некоторых случаях количество обменного натрия увеличивается до 7 м.-экв. в данных по сопротивлению раздавливанию и до 15 м.-экв. в данных полной влагоемкости. Поглощенный магний хотя и изменяет физические свойства до некоторой степени аналогично поглощенному натрию, но настолько незначительно по сравнению с ним (как это видно из приведенных данных), что стоит он все же несомненно ближе к кальцию.

Влияние органического вещества на физические свойства почвы

В литературе имеется ряд попыток применения перекиси водорода в качестве окислителя органических веществ почвы для разрешения целого ряда почвенных проблем. Часть исследователей затрагивает вопрос участия минеральной и органической части в изучении обменной способности почвы. Какая часть — органическая или минеральная — является главной в процессе поглощения, окончательно еще не выяснено, хотя изучение вопросов обмена представляет в настоящее время одну из самых популярных тем агрономической мысли. Изучение роли минеральной и органической части почвы в отдельности в процессах обмена еще недоступно; поэтому возможность при помощи перекиси водорода удалить гумус из почвы без существенного изменения ее минеральной части, свойства которой в присутствии гумуса несомненно иные, не без успеха применяется в настоящее время. Такое удаление гумуса из почвы дает возможность приближенно подойти к экспериментальному изучению того влияния, какое оказывает гумус почвы и на физические ее свойства. В наших опытах чернозем Каменной степи обрабатывался на водяной бане 6% раствором перекиси водорода. После обработки анализ показал в нем 0.93% гумуса, до обработки же он содержал 8.7%. Часть приготовленной таким путем почвы оставлена для сравнения с естественным черноземом; остальная часть насыщена натрием, магнием, водородом. Диализу подвергались все образцы, так как при окислении почвы перекисью водорода образуются простые соли из элементов органического вещества почвы, которые в дальнейшем могут влиять на результаты того или другого опыта. Сказанное относится главным образом к образцу, оставленному для сравнения с первоначальным черноземом; в остальных же простые соли, получившиеся при окислении, естественно, при последующем замещении были вымыты, и при диализе отмывались преимущественно хлористые соли натрия, магния и соляная кислота. У приготовленных таким путем почвенных образцов было произведено определение дисперсности, полной влагоемкости, пластичности, связности, сопротивления на удар. Результаты таких определений приводятся ниже (см. табл. 32).

Таблица 32

Физические свойства почвы (чернозема), окисленной перекисью водорода

Изученные свойства	Почва, насыщенная			Контрольная почва
	Na	Mg	H	
Дисперсность в %	16.30	1.60	1.10	2.40
Полная влагоемкость в %	87	74	68	80
Константы Аттерберга:				
a) граница нижней текучести	34.7	33.4	29.1	30.7
b) граница скатывания	15.6	16.8	18.7	19.1
c) число пластичности	19.1	16.6	10.4	11.6
Связность (сопротивление раздавливанию в кг/см²)	210	151	143	178
Испытания на удар (кг·см·см²)	0.982	0.845	0.733	0.887
Те же свойства почвы с гумусом				
Дисперсность в %	10.89	1.20	0.63	0.80
Полная влагоемкость в %	130	93	70	71
Константы Аттерберга:				
a) граница нижней текучести	48.14	43.58	38.94	40.28
b) граница скатывания	20.43	23.66	27.65	26.71
c) число пластичности	27.71	19.92	11.29	13.57
Связность (сопротивление раздавливанию в кг/см²)	183	138	34	123
Испытания на удар (кг·см·см²)	0.813	0.687	0.561	0.679

Полная влагоемкость после окисления чернозема перекисью водорода значительно понизилась. Механические свойства, наоборот, повысились. Особенный интерес представляют опыты по дисперсности. Как видно из приведенных данных, уничтожение гумуса в черноземе перекисью водорода ведет к сильному распылению минерального коллоидного комплекса. Гумус почвы является, таким образом, фактором, понижающим дисперсность почвы даже в том случае, когда гуматная часть насыщена натрием. С коллоидными минеральными частицами гумус образует микроструктурные элементы, не размываемые водой. Роль гумуса в структурообразовании, таким образом, чрезвычайно велика. Насыщение почвы натрием в вопросе подготовки почвы к механическому анализу хотя и играет в настоящее время бесспорно доминирующую роль, но цели своей, как видно из данных по дисперсности, не оправдывает.

Химические свойства почв

Активная кислотность. Для растений, культивируемых на той или другой почве, весьма существенным фактором, как известно, является активная кислотность почвенного раствора. Величина активной кислотности зависит от степени насыщенности почвы тем или другим катионом. Полученный нами цифровой материал по зависимости активной кислотности от характера насыщающего почву катиона приводится в табл. 33. Определения сделаны хингидронным методом.

Зависимость активной кислотности от характера катиона, насыщающего почву, изучали Aarnio (1), Baver (8), З. Я. Лейн (35). Ими показана в общем та же картина, что и в нашем случае. Однако, из некоторых данных этих авторов можно заключить, что их эксперименты с насыщением различными катионами были не вполне безупречными: в части опытов pH Na-почвы, например, ниже pH почвы, насыщенной кальцием, и т. д., что свидетельствует о гидролизе при отмывании избытка электролитов после насыщения почв ими. В этом заключается один из больших недостатков метода насыщения почв нейтральными солями; отсюда должны проистекать недостаточно уверенные заключения и по другим свойствам почв, которые изучались указанными выше авторами. В этом отношении в наших опытах выпадали образцы, насыщенные кальцием и аммонием, которые показали pH соответственно 6.84 и 7.07.

Таблица 33

pH каштановой почвы, насыщенной различными катионами

Почва насыщена	pH
Li	9.30
Na	8.80
K	8.35
Ba	7.58
Mn	7.07
H	3.84
Al	4.57
Fe	3.64

Водорастворимый гумус. В водной вытяжке почв, насыщенных различными катионами, нас интересовало количество водорастворимого гумуса. Для его определения приготовлялась вытяжка из почвы при отношении навески почвы к воде, как 1 : 5. Вытяжка взбалтывалась в течение 3 минут, затем фильтровалась. Количество водорастворимого гумуса у почв, насыщенных различными катионами, оказалось следующее.

Таблица 34

Водорастворимый гумус по методу Kubel-Timann

Почва насыщена	Каштановая почва		Черноземная почва	
	абсолютное количество в %	в % от всего гумуса	абсолютное количество в %	в % от всего гумуса
Na	0.088	5.34	1.017	12.07
NH_4	0.153	4.34	0.374	4.44
K	0.120	3.41	0.286	3.39
Mg	0.017	0.48	0.0289	0.34
Mn	0.013	0.37	0.0264	0.31
H	0.0088	0.25	0.0126	0.14
Ca	0.0082	0.23	0.0126	0.14
Al	0.0077	0.21	0.009	0.10

Приведенные данные наглядно показывают, в какой степени увеличивается растворимость гумуса при насыщении почвы тем или другим катионом.

Ниже в табл. 35 приводятся изменения водорастворимого гумуса водной вытяжки в зависимости от степени насыщенности почвы магнием и натрием.

Таблица 35

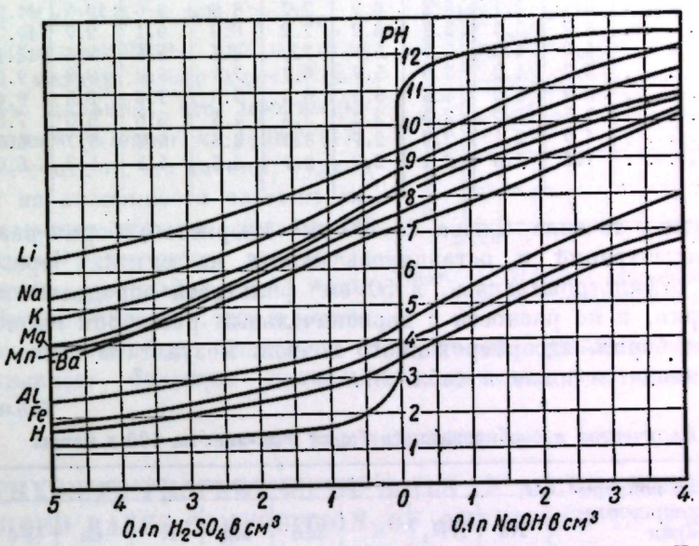
Водорастворимый гумус по методу Kubel-Timann

Состав поглощенных оснований почвы	Чернозем		
	количество	абсолютное количество в %	в % от всего гумуса
Ca + Na	100 + 0	0.0126	0.15
»	96 + 4	0.0483	0.50
»	92 + 8	0.046	0.54
»	86 + 14	0.093	1.10
»	82 + 18	0.103	1.22
»	70 + 30	0.152	1.80
»	48 + 52	0.224	2.66
»	24 + 76	0.297	3.52
»	16 + 84	0.654	7.76
»	0 + 100	1.0017	12.07
Ca + Mg	100 + 0	0.0126	0.15
»	78 + 22	0.0132	0.16
»	66 + 34	0.0182	0.21
»	54 + 46	0.0809	0.24
»	34 + 66	0.0247	0.29
»	31 + 69	0.0264	0.31
»	24 + 76	0.0286	0.34
»	10 + 90	0.0286	0.34
»	0 + 100	0.0286	0.34

Растворимость гумуса, в зависимости от количества поглощенного натрия, возрастает чрезвычайно быстро; действие поглощенного магния в этом отношении гораздо слабее, при полном замещении слабее в 36 раз. Если же сравнивать количество водорастворимого гумуса у почвы, насыщенной магнием и кальцием, то почва, насыщенная магнием, в водной вытяжке дает водорастворимого гумуса в два раза больше, чем почва, насыщенная кальцием. Таким образом, поглощенный магний по своему влиянию на водорастворимый гумус стоит ближе к кальцию и в такой степени, как поглощенный натрий, не способствует разрушению поглощающего комплекса почвы. Количество растворимого гумуса увеличивается параллельно количеству вступившего в поглощающий комплекс натрия (40).

Буферная способность. Буферная способность почв определялась следующим образом. В ряде конических колб отвешивалось по 10 г почвы, затем в один ряд колб прибавлялось возрастающее количество кислоты и убывающее количество воды, в другой ряд — возрастающее количество щелочи и убывающее количество воды. Общее количество жидкости доводилось до 20 см³. Суспензия затем взбалтывалась в течение 2 часов и отстаивалась сутки, после чего производилось определение pH обычным способом, т. е. в кислой среде pH определялся хингидронным электродом, в щелочной среде — водородным электродом. В конечном итоге получался следующий ряд колб:

0.1n H_2SO_4	5	4	3	2	1	0	1	2	2	4	0.1n NaOH
Вода	15	16	17	18	19	20	19	18	17	16	Вода



Фиг. 10. Кривые буферности (опыты с каштановой почвой). Десорбированное количество катионов на 100 г почвы.

Полученные данные обработаны графически: на оси абсцисс отложены количества кислоты и щелочи (в см³) и на оси ординат — величины pH. Таким путем получились кривые титрования, по которым и можно судить о буферной способности той или другой почвы.

Кривые буферности показывают следующие закономерности: чем выше диссоциация комплексов, т. е. чем менее прочно связан катион и чем легче он отдиссоциирует с поверхности почвенной частицы, тем, очевидно, больше возможностей образовать щелочную среду. Поэтому понятно, что Li-почва должна дать кривую буферности, лежащую выше, чем кривые для остальных образцов, которые должны располагаться согласно лиотропному ряду сверху вниз следующим образом: Li-почва выше Na-почвы, выше K-почвы, выше Mg-почвы, выше Ba-почвы, выше Mn-почвы. Ниже всех должны лежать кривые для Al-, Fe- и H-почвы.

Прочность связи различных катионов с почвой. Опыты по изучению прочности связи различных катионов с почвой производились след. образом. Навеска почвы в 5 г взбалтывалась

Таблица 36

Данные электрометрического титрования (pH) (опыты с каштановой почвой)

Название катиона, насыщающего почву	0.1n H_2SO_4 в см³						0.1n NaOH в см³			
	5	4	3	2	1	0	1	2	3	4
Li	6 5	6.7	7.2	7.8	8.4	9.3	10.2	11.1	11.7	12.1
Na	5.4	5.7	6.2	6.9	7.7	8.8	9.6	10.3	11.0	11.5
K	4.7	5.1	5.6	6.2	7.2	8.3	9.1	9.7	10.3	10.7
Mg	4.0	4.6	5.1	5.9	7.0	8.1	8.8	9.4	10.1	10.6
Ba	3.7	4.2	5.0	5.8	6.7	7.5	8.3	8.9	9.6	10.3
Mn	3.9	4.2	4.8	5.5	6.4	7.0	7.8	8.5	9.4	10.2
Al	2.5	2.7	3.0	3.2	3.6	4.5	5.6	6.5	7.3	8.0
Fe	1.9	2.1	2.3	2.7	3.1	3.8	4.8	5.7	6.4	7.0
H	1.7	1.8	2.1	2.3	2.7	3.6	4.5	5.3	6.0	6.7

на болтушке в течение 1 часа со 100 см³ хлористого бария различных (трех) концентраций и оставлялась стоять на сутки. Через сутки жидкость отфильтровывалась, в 50 см³ фильтрата определялось количество бария, и по разности с первоначальным раствором вычислялось количество бария, адсорбированного почвой. Результаты таких определений приводятся ниже в табл. 37.

Таблица 37

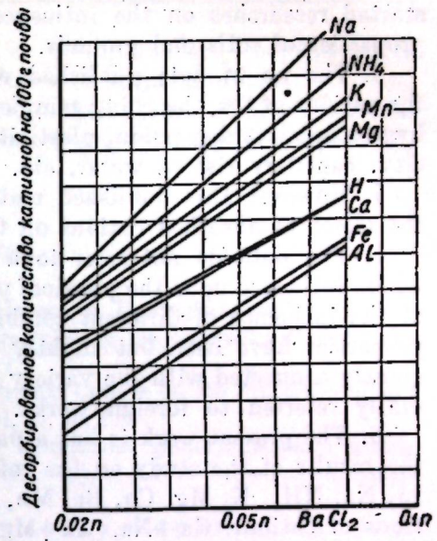
Количество адсорбированного бария в м.-экв. на 100 г почвы

Начальная концентрация хлористого бария	Каштановая почва насыщена								
	Na	NH_4	K	Mn	Mg	H	Ca	Fe	Al
0.02	12.8	11.8	11.6	11.0	10.4	8.9	9.1	5.0	4.1
0.05	19.6	17.3	16.2	15.6	15.2	12.9	13.0	9.4	9.1
0.1	27.0	24.4	22.7	21.8	21.3	17.1	17.1	14.7	14.5

Из приведенных данных можно сделать следующее заключение: чем выше лежит изотерма адсорбции бария, тем, очевидно, слабее был связан соответствующий катион почвы. Из данных таблицы 24 видно, что натрий связан слабее, чем $NH_4 < K < Mg < H = Ca < Al$.

Из исследований К. К. Гедройца, производившего такие же опыты с почвой, насыщенной барием, где растворами служили различные хлористые соли, видно, что приведенный нами ряд вполне согласуется с данными К. К. Гедройца. Jenny (27) прочность связи отдельных катионов с почвой объясняет различной гидратацией катионов. Прочность связи катиона с почвой тем меньше, чем больше его гидратация. Влияние гидратации катионов на прочность их связи с адсорбентом Jenny объясняет следующим образом. Сильно гидратированные катионы (Li, Na) благодаря водным оболочкам не могут плотно подойти к адсорбирующей поверхности, чем и объясняется их непрочная связь с ней. Наоборот, катионы с меньшими гидратационными оболочками плотнее примыкают к адсорбирующей поверхности, а потому и прочнее удерживаются ею. [1] В нашем случае по степени прочности связи катионы располагаются в след. порядке: $Al > Ca = H > Mg > K > NH_4 > Na$.

Следует заметить, что по этим опытам магний менее прочно связан, чем кальций, что противоречит данным Wiegner и Jenny (17), которые считают, что магний, будучи связан на поверхности частицы гидроксильными ионами, должен давать менее растворимое или менее подвижное соединение, чем кальций. Нужно полагать, что в наших опытах магний был связан с гуматными комплексами, что и обусловливает большую подвижность магния, чем кальция.



Фиг. 11. Кривые десорбции катионов (опыты с каштановой почвой).

P. I. SCHAVRIGIN

THE PHYSICAL PROPERTIES OF SOILS IN ACCRDANCE WITH THE ABSORBED BASES COMPOSITION OF ORTSTEINE IN PRODZLOLISED SOILS

Summary

1. It should be at present taken for granted, that many physical properties of soils depend in a great degree on the contents of absorbed cations; therefore, together with the study of the influence of organic matter, of mechanical composition of soils on its physical properties — at the basis of the study of the physical properties of soils should be also placed the theories of K. K. Gedroiz on the absorbing capacity of soils, especially as such a study may have a great practical value (in agriculture, building, road-construction, etc.).

2. Considering the great importance of this question, the Physical Laboratory of the Soil Institute of the Academy of Sciences of the USSR, has

[1] Когда происходит адсорбция ионов, то для силы адсорбированного притяжения F имеем выражение: $F = E$ Kn, где E — напряжение адсорбционного поля; K — валентность иона; n — элементарный электрический заряд. При адсорбции ионов сила F, а, следовательно, и адсорбционный потенциал пропорциональны валентности адсорбируемого иона K (Ильин Б. В. Молекулярные силы и их электрическая природа, 1929).

started researches on the influence of absorbed bases upon the physical properties of soils and grounds.

3. The up to date published works have established the influence of the cations of the absorbing complex on the following properties: maximum hygroscopicity, dispersion, plasticity, stickiness, swelling, philtration capacity, capillary rise of water, etc.

4. However this published material does not give a complete idea of the effect of absorbed cations on the physical properties of soils.

5. The data do not refer to a sufficient number of absorbed cations, whose influence upon the physical properties has been studied; the questions of the influence of different combinations of absorbed cations upon those properties have been but slightly mentioned, and the data are not sufficiently connected with the variety and the type of soils; this must be especially referred to foreign works.

6. The present work is but a part of the advanced question, it contains the results of the study on the influence of separate absorbed cations (H, Li, Na, NH_4, K, Mg, Ca, Ba, Mn, Al, Fe, [1] and also of different combinations of cations: Ca+Na, Ca+Mg.

7. The following properties have been studied: the heat of wetting, the maximum molecular water capacity, the total water capacity, hygroscopicity, maximum hygroscopicity, dispersion, phyltration capacity, plasticity, stickiness, cohesion, resistance.

8. The heat of wetting shows the degree of tenacity of the combining of absorbed cations with the soil. In fact, the smaller is the ratio $\frac{\text{heat of hydratation}}{\text{heat of wetting}}$ — the greater must be the dissociation of the complex and vice versa. The here exposed data establish the following series of absorbed cations in regard to the tenacity of their combining with the soil: Na < Ca < H = Mg.

Analogous data on the dissociation of the complex, have been obtained by the author according to the definition of the buffering capacity, desorption of cations, the actual acidity of the same samples.

9. In respect to the water properties the following regularities have been observed: maximum hygroscopicity, maximum molecular water capacity, total water capacity, phyltrating capacity, the capillary rise of water of soils, saturated with different cations, follow to the liotrop series of the latter.

10. Properties such as dispersion, plasticity, stickiness, cohesion, resistance to also correspond to the series of cations, saturating the soil.

11. For practical purposes most interesting is the study of the same properties of the soil but saturated with different combinations of cations as: Ca+Na and Ca+Mg. The investigations of the author have proved, that solonetseous features of chernozems are evident already at such quanti-

[1] It is evident, that aluminium and iron are but conditionally referred to the absorbed bases.

ties of exchangeable sodium, as 3—5 p. c. of the exchange capacity. The part of magnesium in the solonetsosity of soils is insignificant.

12. The organic matter of the soil prevents the appearance of solonetseous properties; its destruction by means of treating it with hydrogen peroxide augments the dispersion of the soil.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aarnio. Influence of absorben ions on soil reaction. Helsingfors, 1927.
2. Anderson M. S. and Mattson S. Properties of the colloidal soil material U. S. Dept. of Agricul., Bull. 1452, 1926.
3. Anderson M. S. The influence of substituted Cations on the Properties of soil Colloids. Journ. of Agricul. Research, vol. 38, 10, 1929.
4. Антипов-Каратаев И. Н. Опыт применения фильтрационного метода к изучению факторов дисперсности почвы. Труды ВИУА Ленингр. отд., вып. II, 1930 г.
5. Антипов-Каратаев И. Н., Антипова-Каратаева Т. Ф. и А. И. Ясиновский. Физико-химические свойства почв в зависимости от состава и соотношений обменных катионов. Коллоидный журнал, 1935, Воронеж.
6. Atterberg A. Ueber die physikalische Bodenuntersuchungen. Inst. Mitteil. f. Bodenkunde, Bd. II, H. 1, 1912.
7. Atterberg A. Die Plastizität und Bindigkeit liefernder Bestandteile der Tone. Inst. Mitteil. f. Bodenkunde, Bd. III, H. 4. 1913.
8. Baver L. B. The relation of exchangeable in the physical properties of soil. Journ. Am. Soc. Agron., 20, 9, 1928.
9. Baver L. D. The effect of the amount and nature of exchangeable cations on the structure of colloidal clay. Missuri, Agr. Exp. Sta. Res., Bull. 129, 1929.
10. Baver L. D. The physical properties of soil interesting to agricultural engineer. Agricultural engineering, Vol. 13, 1932.
11. Baver L. D. Journal Am. Soc. Agron., 22, 703—708, 1930.
12. Baver. L. D. Soil Science, 29, 291, 1930.
13. Bemmelen J. M. Die Absorptionsverbindungen und das Absorptionsvermögen.
14. Bouyoucos. G. S. Soil Science, 20, 67, 1925; 27, 233, 1929.
15. Bradfield R. Some chemical reactions of colloidal clay. Journ. Phys. Chem., XXXV, 1931.
16. Way. Y. Trans. J. roy. agricult. Soc. Engl., 11, 313, 1850; 13, 123, 1852; 15, 491, 1854.
17. Wiegner, G. und Jenny. Kolloid-Ztschr., 42, 1927.
18. Воскресенский М. П. Почвенные исследования в бассейне р. Сала. Присальская дача. Труды Сев.-кавк. Асс. научн.-исслед. ин-тов тов., № 38, Ростов, 1928.
19. Гедройц К. К. Коллоидная химия в вопросах почвоведения. Журн. опытн. агрон., 1914.
20. Гедройц К. К. Ультрамеханический состав почвы и зависимость его от рода катиона. Журн. опыт. агрон., т. XXII, 1921—1923.
21. Гедройц К. К. Действие перекиси водорода на почву. Удобрение и урожай, 9, 10, 1931.
22. Гедройц К. К. Химический анализ почв, 1932.

23. Давыдов Г. К. Теплота смачивания почв. Труды Центр. НИИ сахарн. пром., вып. 8, 1932.
24. Дерягин Б. Б. Упругие свойства тонких слоев воды. Журн. физич. химии, № 1, 1932.
25. Janert H. Untersuchungen über die Benetzungswärme des Bodens. Тр. II Международн. конгресса почвоведов, 1930, Москва.
26. Janert H. Agricult. Science, I, 1934.
27. Jenny H. Kolloid-Beihefte, 23, 1927.
28. Joseph A. F. and Cakley H. B. The Journ. Agric. Science Sc IX, 1 1929.
29. Земятченский П. А. Глины, их физические, химические и технические свойства, Труды Гос. керамич. ин-та, в. 7.
30. Kelley W. F. a. Brown S. S. Base exhange in relation to alkali soils. Soil Science, 20, 1925.
31. Кин Б. А. Физические свойства почв.
32. Kühn W. S. Ztschr. f. Pflanz. Dün.-und Bodenkunde, 26, 5/6, 1932.
33. H. Kuron. Adsorption von Dämpfen und Gasen an Boden und Tonen und ihre Verwendung zur Oberflächenermittlung dieser Stoffe. Kolloid-Beihefte. B. XXXVI, H. 4—6, 1932.
34. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды, 1930.
35. Лейн З. Я. Влияние поглощенных оснований на величину поверхности почвы. Труды Гос. ин-та табаков., вып. 78, 1931.
36. Mattson S. Journ. Phys. Chem., 32, 1532, 1928.
37. Mattson S. The influence of the exchangeable bases on the colloidal behavior of soil materials. Proc. and Papers of the First. Intern. Congr. of Soil Science, Vol. III, Washington, 1927.
38. Mitscherlich E. A. Bodenkunde für Land und Forstwirte. Berlin, 1913.
39. Охотин В. В. и Смирнова О. Ф. Влияние поглощенных оснований на физические свойства почв и грунтов. Журнал Дорога и автомобиль, 1931, № 5.
40. Панков А. М. Влияние поглощенных катионов на физико-механические свойства почвы. Труды Почвеного ин-та Акад. Наук, т. 8, вып. 2.
41. Панков А. М. Почвенный поглощающий комплекс и физические свойства почв. Труды Почвенного ин-та Акад. Наук, т. 9.
42. Панков А. М. Весы Шоппера как комбинированный прибор для определения липкости и связности почв. Почвоведение, 1, 1934.
43. Parker F. W. and Pate W. W. Base exchange in soil colloides and the availability of exchangeable calcium in different soils. Journ. Am. Soc. Agron., 18, 470—482, 1926.
44. Понагайбо Н. Д. К вопросу о фильтрации воды через рыхлые мелкоземистые грунты. Труды Гос. научн. эксп. ин-та гражданск. пром. и инженерн. сооруж., вып. 3, 1931.
45. Понагайбо Н. Д. Влияние удельной поверхности грунта на некоторые его физические свойства. Там же.
46. Прасолов Л. И. и Антипов-Каратаев И. Н. О солонцеватых каштановых почвах Ергеней и о методике определения солонцеватости. Труды Почвенного ин-та Акад. Наук, 3/4, 1930.
47. Соколовский А. Н. и Лукашевич Е. С. К познанию физических свойств почв. Вестник Тимиряз. с.-х. акад., кн. I, 1925.
48. Соколовский А. Н. К вопросу об использовании коллоидных свойств почвы в мелиорации. Вестник ирригации, № 7, 1930.
49. Сушко С. Я. и Ибрагимова-Карпович Р. С. Почвоведение, 4, 1933.

50. Сушко С. Я. Роль поглощенного магния на явления солонцеватости. Журн. хим. соц. земл., 3, 1933.
51. Сушко С. Я. и Сушко Е. С. Влияние обменного магния на дисперсность и фильтрационную способность. Труды ВИУА, 34, 1934.
52. Тамман. Цитировано по Дерягину Б. В. (см. 43).
53. Тюлин А. Ф. Вопросы почвенной структуры, 1928.
54. Уварова А. В. и Камлова М. И. (под руков. Сушко С. Я.). К вопросу о зависимости физических свойств от обменного магния. Труды ВИУА, Ленингр. отд., 34.
55. Чапек М. В. О гидрофильности почв. Почвоведение, 1933.
56. Чижевский М. Г. Интенсивность разложения органического вещества в зависимости от рода поглощенного катиона. Журн. хим. соц. земл., 1932.
57. Шульга И. А. Почвы пастбищ и сенокосов степной части Сев.-кавк. края, Новочеркасск, 1932.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, т. XIII

Л. И. ПРАСОЛОВ

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЕ ПОЧВ

Вопросы классификации почв никогда не сходят со страниц наших специальных журналов и неизменно трактуются на всех наших конференциях. Это понятно, так как всякая классификация есть отражение наших знаний по данному предмету и потому постоянно по мере развития науки должна изменяться и совершенствоваться. В то же время всегда ощущается потребность в какой-то постоянной прочной системе, охватывающей все разнообразие и всю сложность свойств и генетических связей почв и могущей «предусмотреть места для новых, еще не изученных категорий и форм почвообразования» (Полынов). Особенно настойчивые требования создания «официальной» постоянной классификации и номенклатуры идут со стороны специалистов, имеющих дело с работами прикладного характера и, в частности, с работами по детальному картированию почв. В практике последних лет было несколько попыток создать такие официальные классификации на основе установившегося в нашей литературе деления главных генетических типов почв и учения о зональности их географического распределения по схемам, которыми мы обязаны главным образом Докучаеву, Сибирцеву и К. Д. Глинке. Но эти попытки не пошли далее некоторых условных шаблонов, рекомендованных для применения по определенному кругу работ, и должны снова и снова подвергаться переработке на новых основаниях и по новым общим схемам, предложенным в последнее время, — схемам, которые вносят в классификацию почв новые моменты, новые сведения о почвенных массах и процессах, а также и новые точки зрения.

Изучение явлений поглощения и обменных реакций тонко дисперсной части почв привело К. К. Гедройца к идее положить в основание классификации почв «поглощающий почвенный комплекс» и поглощенные катионы. Эта идея широко использована в новейшей классификационной схеме Зигмонда, представляющей эклектическую попытку соединить «различные уже известные принципы в одну общую систему». [1] В этой схеме третья ступень классификации (species) в наиболее обширной группе гумусно-сиаллитных почв разделяется на водородные, кальциевые и натриевые почвы, которые в четвертой ступени схемы делятся уже на

[1] Sigmond. A. Soil Research, 1933.

типы: например, «кальциевые» почвы делятся на черноземы, почвы прерий, ренданны, черные субтропические и тропические почвы, бурые (каштановые) степные почвы, серые степные почвы и др. Таким образом, зональноклиматические типы занимают здесь подчиненное место, тогда как «главные группы» (первые две ступени в схеме Зигмонда) делятся: первая — по материалу, служащему для образования почв, и вторая — по характеру его превращения в процессе почвообразования.

В классификации Полынова первая ступень деления представляет два основных ряда — элювиальный и озерно-болотно-солончаковый, соединяемые переходными группами, а вторая — стадии почвообразования, ветвящиеся в зависимости от исходного материала на типы, в общем повторяющие зонально-климатические типы прежних классификаций, но рассматриваемые не как географически обособленные и обусловленные группы, а только как стадии единого процесса. И только на следующей ступени намечается деление на термические подтипы, которые далее подразделяются еще раз на стадии, затем на формы, разности и варианты. Принцип стадий прилагается и ко второму основному ряду, где типы разделяются опять по геохимическим моментам, например, сульфатно-хлоридный и содовый подтипы щелочного засоления в группе солончаков.

Кроме введения некоторых новых для почвоведения геохимических понятий, например, подразделений коры выветривания на четыре типа — алитный, аллофановый бескарбонатный, карбонатный и хлоридно-сульфатный, и понятий о примитивно-щелочной и примитивно-кислой стадиях выветривания, основное отличие классификации Полынова заключается именно в принципе стадиальности и единства процесса почвообразования, подводящем под всю систему философское диалектико-материалистическое обоснование.

Следует отметить, что та и другая из цитируемых здесь новых схем делают попытку перебросить мост от общей естественно-исторической классификации к детальным производственным подразделениям. У Зигмонда эту роль играют две последние категории, VII и VIII, основанные на физических и физиологических свойствах почв; у Полынова последней самой мелкой единицей деления служат «культурные варианты». По его мнению, «успешное разрешение классификационной почвенной проблемы должно привести к единой генетической классификации, которая одновременно будет удовлетворять производственным целям в гораздо большей степени, нежели какая-либо специально в производственных целях построенная классификация».

Так это или нет, во всяком случае, для построения такой единой классификации необходимо проделать еще громадную работу, в которой новые действенные принципы и новые методы исследований могли бы охватить действительно все разнообразие почв и все накопленные уже данные как по географии и систематике почв, так и по их производственным свойствам.

Здесь, в небольшой статье мы не имеем в виду ни разрешить эту задачу, ни подвергнуть критике существующие классификации. Наша цель только изложить результаты обобщения и объединения разнообразных местных подразделений почв для легенды общей карты в масштабе одна миллионная.

В процессе этой работы пришлось сначала выписать и сопоставить легенды и классификации разных авторов, выяснить точно синонимику в номенклатуре и построить для наиболее разветвленных групп рабочие классификационные схемы, по которым уже можно строить легенду нашей карты, т. е. систему тех подразделений, которые могут быть отделены и показаны картографически, как преобладающие, характерные и достаточно широко для данного материка распространенные. Последнее всегда нужно иметь в виду, так как далеко не всякие систематические подразделения можно отразить на общих мелкомасштабных картах: легенда карты не есть классификация. Однако для ее построения и для правильной номенклатуры всегда необходимо, так сказать, взвесить, поставить на свое место выбранные для карты подразделения систематических рядов, в смысле относительного положения их и взаимного соподчинения. Очень часто авторы почвенных карт этого не делают, располагая всю шкалу в один ряд, в котором крупные группы стоят рядом с мелкими, не говоря уже о количественном и качественном сопоставлении их различий как для данного ряда в пределах картируемой местности, так и для всего ряда подобных почв, известных за пределами этой местности. Поэтому и номенклатура очень часто, если не в большинстве случаев, получается неясная, произвольная и противоречивая.

Примером могут служить хотя бы подразделения и наименования черноземов, принятые в нашей литературе. В них в один ряд ставятся группы: черноземы — деградированные, выщелоченные (северные), мощные, обыкновенные, южные и др. Эти названия говорят о том, что совершенно различные признаки положены в основу выделения каждой группы. Не удивительно поэтому, что почти каждый автор толкует и перестраивает эту классификацию по-своему. Одни совершенно исключают группу деградированных черноземов, заменяя ее «сильно выщелоченными». Другие считают, что выщелоченными могут быть черноземы всех остальных групп. Авторы северокавказской группы присвоили это понятие черноземам, у которых только понижен уровень скоплений карбонатов; другие же основывают отделение выщелоченных черноземов на отсутствии в почве вторичных скоплений карбонатов (выраженном в наличии бескарбонатного и безгумусного горизонта C_1) и на появлении ненасыщенности и кислой реакции в гумусовом горизонте. Очень распространенное применение термина «мощные черноземы», ведущее начало от группы воронежских почвоведов (К. Д. Глинка, А. М. Панков и др.), вносит большую путаницу в классификацию черноземов, так как все указанные выше подтипы чернозема варируют по мощности в широких пределах, причем воронежские мощные черноземы не достигают в этом отношении предельных величин. Если же принять во внимание колебания мощности почв (т. е. мощности их гумусовых горизонтов) в зависимости от механического состава, то станут ясными вся запутанность и неясность классификации и терминологии,

основанной на сопоставлении в одном ряду столь различных явлений, как выщелоченность, мощность, солонцеватость и др.

Такое сопоставление грешит, очевидно, против основного правила всякой классификации, требующего полного деления по данному признаку. Оно возникло вследствие исторического наслоения различных группировок и толкований, вследствие смешения географических групп с систематическими и из-за неправильного приложения к почвам понятия о типах, как индивидуализированных телах, подобных живым организмам.

Поэтому понятно сочувствие, с которым почвоведы встретили попытку Полынова устранить в классификации почв все указанные выше недостатки и ввести все подразделения в систему соподчиненных логически рядов, отделов, типов и т. д., с охватом всех возможных групп. В этом отношении и классификация Зигмонда представляет большой шаг вперед, как стройная система всех главных подразделений почв для всех зон и стран.

Но та и другая из этих новых классификаций не могли, понятно, дать тех частных подразделений, которые необходимы для нашей новой карты, и далеко не охватили всего материала по классификации почв отдельных зон и областей, хотя и предусматривают теоретически большую дробность делений вплоть до культурных и производственных (физиологических у Зигмонда) вариантов.

В выработке легенды нашей карты мы исходили из конкретных групп, установленных в нашей литературе и отвечающих тем или иным реальным объектам, выраженным на почвенных картах; мы старались только привести их в одну систему и правильно установить идентичность однородных групп разных областей.

Все это встретило, конечно, немало затруднений, так как сравнимость всех приводимых авторами признаков, качественных и количественных, оставляет до сих пор желать очень многого, начиная с определений мощности и механического состава. В ряде случаев определения почв проверялись нами специальными маршрутами и новыми анализами.

Естественно, что, по крайней пестроте исходных материалов по качеству и детальности, при незаконченности большей части исследований, достигнуть полной однородности подразделений для всех районов и дать вполне точные диагнозы их не удалось, как будет видно из нижеследующего изложения принятой нами системы.

Если положить в основу классификации почв главные и общие элементы их генезиса, то в применении к нашей задаче и на современном уровне знаний все почвы разделяются на три ряда:

I. Ряд элювиальный (соответствующий ряду «климатических типов» или почв атмосферного увлажнения, иначе называемых автоморфными).

II. Ряд засоления и рассоления (как результат наложения элювиального процесса на засоленные почвы грунтового увлажнения или на почвы первичного засоления).

III. Ряд болотнолуговой (гидроморфного почвообразования).

Первый ряд, самый обширный, включает в нашей системе и некоторые переходные группы, например, солонцеватые почвы, горнолуговые почвы.

Этот ряд, естественно, по силе элювиального процесса и по сочетаниям его с процессом биологической аккумуляции, распадается на три группы:

1. Почвы влажных (гумидных) областей, с наиболее выраженным элювиальным процессом и большею частью ослабленной гумификацией вследствие сильного разложения и гидролиза органических остатков, каковы: подзолистые почвы, бурые лесные почвы, субтропические и тропические красноземы (и близкие к ним почвы алитного выветривания), горнолуговые почвы (альпийской зоны).

2. Почвы переходных (субгумидных и субаридных) областей, где элювиальный процесс выражен слабее, ограничиваясь преимущественно выщелачиванием простых солей (карбонатов, сульфатов, хлоридов), но сопровождается сильной гумификацией, каковы оподзоленные почвы лесостепи и черноземы.

3. Почвы сухих (аридных и экстрааридных) областей, где элювиальный процесс и гумификация выражены в слабой степени, ограничиваясь большей частью только поверхностным горизонтом почв и неполным выщелачиванием простых солей, каковы каштановые, бурые и серые (сероземы) почвы сухих степей и пустынно-степных областей.

Эти три группы отражают климатические зоны и фации, но не повторяют их и имеют самостоятельное обоснование в свойствах почв. Таким образом, связь почвообразования и географического распределения почв с климатом обрисовывается более объективно. В пределах названных групп выделяются генетические типы почв, установленные в литературе и определяемые сочетанием биодинамических элементов (прежде всего растительности) с материалом, т. е. с материнскими породами.

Остановимся подробнее на подразделениях второй группы элювиального ряда (субгумидных и субаридных почвах). В эту группу входят два типа: «серые лесные почвы» и черноземы, как типы двух основных сочетаний биодинамических моментов данной зоны — лиственных лесов и травянистых степных или лугостепных формаций.

Под условным названием «серые лесные почвы», давно утвердившимся в литературе, разумеются более или менее оподзоленные почвы широколиственных лесов, отличающиеся умеренной, но сравнительно глубоко идущей гумификацией, ненасыщенностью (присутствием обменного водорода), выщелоченностью от карбонатов и других солей и наличием горизонта глинистого иллювия.

Этот тип составляет переход от чернозема к подзолу, и происхождение его связывается с деградацией черноземов под влиянием леса, по крайней мере для большей части восточно-европейской лесостепи. Однако не исключается возможность образования «серых лесных почв» и без этой стадии. Поэтому мы предпочли не связывать название этого типа

с процессом деградации и заменить принятый нами раньше термин «сильно деградированные (вторично подзолистые) почвы» названием «оподзоленные почвы лесостепи», с подразделением их по гумификации, оподзоленности и материнской породе на подтипы и т. д.

Наиболее разработаны, но и наиболее запутаны у нас классификация и систематика черноземов. Для того чтобы объединить все предложенные подразделения и выделить из них группы различного генетического порядка, нам казалось необходимым прежде всего отделить тот ряд черноземных почв, который соединяет в себе общие существенные признаки генетического типа. Такими признаками надо считать: 1) более или менее сильную и равномерную гумификацию верхнего горизонта с постепенным падением содержания гумуса сверху вниз; 2) нейтральную или слабо щелочную реакцию этого горизонта, связанную с насыщенностью его дисперсной части катионами, с сильным преобладанием в них кальция и магния; 3) наличие постоянного горизонта карбонатного иллювия при отсутствии ясно выраженной дифференцировки горизонтов по содержанию глинисто-силикатной части. При наличии всех этих признаков в том или ином выражении выделяется основная группа типичных черноземов, в которой для восточноевропейских равнин (может быть, вообще равнин Евразии) выделяются три подтипа по гумусности и характеру солевого иллювия: черноземы тучные, черноземы среднегумусные (обыкновенные или средние у других авторов) и черноземы малогумусные (бедные или южные). Такая группировка уже предусматривалась раньше. Так, М. М. Филатов, [1] конструируя свой «меридиональный схематический профиль почв европейской части СССР», относит к черноземному типу именно три названные подтипа (вместе с солонцеватыми черноземами).

Н. П. Ремезов, на основании сравнительного изучения поглощающего комплекса различных подтипов чернозема, считает признаки типа выраженными лучше всего именно у черноземов обыкновенных. [2]

Но есть много черноземных почв, у которых отдельные из указанных основных признаков типа отсутствуют или развиваются в сторону качественного изменения, т. е. представляют уже переходные группы.

Таковы черноземы выщелоченные, имеющие кислую реакцию, ненасыщенность и признаки глинистого иллювия. Таковы, далее, черноземы солонцеватые, черноземы карбонатные, черноземы солоделые. Не входя здесь в характеристику каждой из этих групп, отметим только, что они могут также варировать по гумусу, мощности, механическому составу и т. д., но эти подразделения уже не будут соответствовать вполне подразделениям основной группы и потому не имеют большей частью существенного значения, погашаясь качественным различием по какому-либо основному признаку, например, по солонцеватости. Поэтому дробные деления этих боковых групп в легенде нашей карты большей частью опускаются.

[1] Труды Гос. Почвенного инст., вып. I, 1927.

[2] Ремезов. Н. П. Противоположные процессы, как основа генетического развития почв. Почвоведение, № 2, 1932.

Надо упомянуть еще, что подтип малогумусных южных черноземов мы не отделили от «типичных» черноземов потому, что среди них могут встречаться и несолонцеватые или слабосолонцеватые. В то же время сильно солонцеватые черноземы мы выделяем уже в переходную боковую группу.

Следует иметь также в виду, что типичные черноземы могут быть развиты как на суглинистых наносах (они и имеют у нас преобладающее распространение), так и на элювии коренных (плотных) пород различного состава. В последнем случае они обыкновенно имеют иное количественное выражение некоторых признаков, например, мощности, карбонатного иллювия (и, вероятно, своего химического состава), но сохраняют все основные признаки типа.

Такая группировка черноземов позволяет отойти от условно-географических подразделений и пользоваться количественными показателями, по крайней мере, для самых существенных признаков, что делает более объективным приложение данных подразделений для практических целей.

Деление почв по механическому составу принято нами одинаковым для всех групп и типов в той шкале, которая была принята на Всесоюзной конференции почвоведов 1932 г. по докладу Охотина и Земятченского, но с сокращением ее до пяти групп:

1) тяжелые глинистые и суглинистые почвы, содержащие более 20% частиц диам. < 0.005 мм;

2) средние и легкие суглинистые от 10 до 20% частиц диам. < 0.005 мм;

3) средние и легкие пылевато-суглинистые (содержащие пыли больше, чем песку и глины) от 10 до 20% частиц диам. < 0.005 мм;

4) супесчаные от 3 до 10% » » » »

5) песчаные меньше 3% » » » »

Такая сокращенная шкала принята с расчетом на приложение ее для всех районов и почв, принимая во внимание недостаточность и неполноту имеющихся анализов, а также необходимость приблизительного перевода старых данных (по Сабанину до частиц диам. < 0.01 мм) на новую шкалу.

Неполнота данных заставляет вообще отказываться временно от многих подразделений, которые установлены и считаются существенными для практических целей, как, например, от подразделений по степени оподзоленности или по степени солонцеватости больше, чем на два разряда. Деления по мощности введены (в 4 степенях) только для черноземов типичных, хотя они применяются и для других типов.

Подразделения различных типов почв, понятно, должны основываться на различных признаках соответственно их генезису, за исключением некоторых общих свойств, как механический состав. Мы не вынесли поэтому из элювиального ряда в группе почв сухих областей (каштановых и бурых) их солонцеватые разновидности, полагая, что солонцеватость у них, в условиях отсутствия подпора грунтовых вод, может обусловливаться именно характером элювиального процесса и внутри-почвенной солевой аккумуляции без фазы предшествующего засоления путем поднятия солевых растворов снизу. Последнее также нельзя отрицать, особенно для

почвообразования в долинах и депрессиях, где солонцеватые почвы обыкновенно образуют сложные комплексы с типичными солонцами и солончаками. Очевидно, было бы лучше отделить в легенде карты разные виды осолонцевания почв сухих областей, но опять-таки неполнота материалов и недостаточная разработанность вопроса пока не позволяют уточнить в этом отношении легенду нашей карты.

При разделении почв сухих (аридных) областей, кроме признака солонцеватости, нами принят за основной также признак гумусности в связи со строением профиля почвы, т. е. с мощностью и глубиной отдельных горизонтов. Таким образом, получается ряд типов, соответствующий постепенной смене климатических условий в сторону засушливости: темно-каштановые почвы, светлокаштановые почвы, бурые почвы. В каждом из них приняты также подразделения, связанные с геологическими условиями или со вторичными процессами почвообразования (например, с делювиями или со вторичными процессами почвообразования (например, с денудацией), но без дробления названных типов по зональному принципу, как это принято некоторыми авторами. Типы почв экстрааридных и субтропических областей нами включены в легенду пока провизорно, без подразделений, так как эти области еще не подверглись полной картографической обработке.

В общем разработанная нами система (легенда) подразделений, выделенных на почвенной карте масштаба одна миллионная в пределах европейской части СССР (без Кавказа), приняла следующий вид. [1]

I. Почвы элювиального ряда и переходные к ним

1. Группа почв влажных областей

Индексы: Русский	Индексы: Международный	
$П_2$	P_2	Подзолы и сильноподзолистые почвы.
$П_1$	P_1	Средне- и слабоподзолистые почвы.
$П_1^{ж}$	P^j	То же, палево-подзолистые западных областей.
$П^{о}$	P^r	Подзолистые почвы на плотных некарбонатных породах.
$П_1^{к}$	P_1^k	Слабоподзолистые почвы на карбонатных породах
$П^{к}$	P^k	Рендзины выщелоченные
особый знак		» типичные
$П^{г}$	P^g	Подзолисто-глеевые и торфянисто-подзолисто-глеевые почвы
$П_3$	P_3	Субтропические желто-подзолистые почвы
Лб	F_{br}	Бурые лесные почвы

[1] Статья написана в июне 1935 г. В дальнейшей работе над картой эта легенда должна быть усовершенствована и расширена. Возможны также некоторые исправления при издании уже приготовленных к печати листов карты. Поэтому все замечания и сообщения по этому поводу будут приняты с благодарностью.

Индексы: Русский	Индексы: Международный	
Кр	R^{sb}	Субтропические красноземы
Га	Wm	Горнолуговые почвы альпийской зоны
$Г_ч$	Wch	» » субальпийской зоны (черноземовидные)

2. Группа переходных по увлажнению областей (субгумидных и субаридных)

$Л_1^{оп}$	F_1^p	Серые почвы лесостепи, сильнооподзоленные
$Л_1$	F_1	» » » слабооподзоленные
$Л_2$	F_2	Темносерые почвы лесостепи »
$Ч_1$	Ch_1	Черноземы выщелоченные, оподзоленные (деградированные
$Ч_2$	Ch_2	» » неоподзоленные
$Ч_3'''$	Ch_3'''	Черноземы типичные — на глинах и суглинках тучные, мощные (гумуса > 10 %)
$Ч_3''$	Ch_3''	Черноземы типичные — на глинах и суглинках, тучные, средней мощности
$Ч_4$	Ch_4	Черноземы типичные — на глинах и суглинках, среднегумусные (обыкновенные), гумуса от 6 до 10 %; $Ч_4^у$ — украинские сверхмощные (> 100 см); $Ч_4'''$ — мощные; $Ч_4''$ — средней мощности
$Ч_5$	Ch_5	Черноземы типичные — на глинах и суглинках, малогумусные; (бедные или южные, гумуса от 4 до 6%); $Ч_5''$ средней мощности; $Ч_5'$ — малой мощности
$Ч^{о}$	Ch	Черноземы типичные на плотных (некарбонатных) породах (тучные, среднегумусные и малогумусные)
$Ч^{д}$	Ch^d	Черноземы типичные склонов, частично денудированные (тучные $Ч_3$, среднегумусные $Ч_4$ и малогумусные $Ч_5$)
$Ч_к^{о}$	Ch_k^r	Черноземы карбонатные на плотных породах
$Ч_к^{п}$	Ch_k^n	» вторичнокарбонатные
$Ч^{сл}$	Ch^{sn}	Черноземы солонцоватые, среднегумусные и малогумусные
$Ч^{сл}$	Ch^{sd}	Черноземы осолоделые
$Ч^{а}$	Ch^a	Черноземы долинные (переходные к аллювиально-луговым почвам)
		среднегумусные $Ч_4^а$ и малогумусные ($Ч_5^а$)

Индексы		
Русский	Международный	
$Ч^{л}$	Ch^{m}	Черноземнолуговые почвы степных западин
$Ч^{п}$	Ch^{s}	Черноземные пески (серопески)
$Ч^{о}$	Ch^{o}	Черноземы сильно денудированные (смытые, перемытые, перерытые и др.)

3. Группа почв сухих областей (аридных и экстрааридных)

Каштановые почвы (на глинах и суглинках)

$К_1$	K_1	Темнокаштановые почвы слабосолонцеватые
$К_1^{сл}$	K^{sn}	» » сильносолонцеватые
$К_2$	K_2	Светлокаштановые почвы слабосолонцеватые
$К_2^{сл}$	K_2^{sn}	» » сильносолонцеватые
$К^{д}$	K^{d}	Каштановые почвы склонов, денудированные (вторично карбонатные)
$К^{о}$	K^{r}	Каштановые почвы на плотных некарбонатных породах
$К^{ск}$	K^{sk}	Каштановые почвы солончаковатые
$К^{сд}$	K^{sd}	Каштановые почвы степных западин (слабоосолоделые)
Сб	Db	Бурые почвы пустынных степей несолонцеватые (на глинах и суглинках)
$Сб^{сл}$	Db^{sn}	Бурые почвы пустынных степей солонцеватые
$Сб^{ск}$	Db^{sk}	Бурые почвы пустынных степей солончаковатые (гипсоносные) (на глинах и суглинках)
$Сб^{п}$	Db^{s}	Бурые почвы песчаные
$Сб^{о}$	Db^{o}	Бурые почвы на плотных породах
С	D	Сероземы типичные на глинах и суглинках
$С^{о}$	D^{o}	» примитивные (слабо развитые)
$С^{ск}$	D^{sk}	» солончаковатые

II. Почвы ряда засоления и рассоления

1. Солончаки

$С_к^1$	S_k^1	Солончаки приморские
$С_к^2$	S_k^2	» континентальных впадин (типа шоров)
$С_к$	S_k^t	» » » (типа такыров)

Индексы		
Русский	Международный	
$С_к^{л}$	S_k^{w}	Солончаки луговые и лиманные (темноцветные и карбонатные)
$С_к^{о}$	S_k^{r}	» остаточные (на выходах соленосных пород)
$С_к^{и}$	S_k^{n}	» вторичные орошаемых участков

2. Солонцы

$Сн_1$	Sn_1	Солонцы по солончакам (солончаковатые)
$Сн^{л}$	Sn^{w}	» луговые (пойменные и другие)
$Сн_2$	Sn_2	» степные (типичные) — столбчатые, корково-столбчатые, призматические и глыбистые
$Сд^{л}$	Sd^{w}	Луговые солонцевато-осолоделые (лиманные) почвы
Сд	Sd	Солоди типичные (сильноосолоделые почвы степных западин)

III. Почвы болотнолугового (гидроморфного) ряда

$Б_2$	M_2	Торфяноболотные почвы низинных болот
$Б_1$	M_1	» » верховых и переходных болот
$Б_3$	M_3	Иловатоболотные и болотнолуговые почвы
$Б_л$	M_w	Луговые темноцветные почвы вне пойм (перегнойно-глеевые)
А	A_1	Пойменные аллювиальнолуговые и другие почвы A_1 — северной лесной зоны A_2 — степной зоны A_3 — пустынной зоны («туган»)
$А_{сд}$	A^{sd}	Оподзоленные почвы «подов»
$Б^{а}$	Al^{m}	Почвы «плавней» (болотистых дельт)

IV. Обнажения пород

без индексов	Выходы пород (скалы, россыпи, глинища и др.) Пески развеваемые Песчаные косы и отмели Скалы, ледники и вечный снег на вершинах гор

А. А. РОДЭ

К ВОПРОСУ О СТЕПЕНИ ПОДЗОЛИСТОСТИ

Введение

Последние два десятилетия в развитии почвоведения характеризуются открытием целых групп новых явлений и проникновением в их сущность, а также одновременно и широким развитием количественных характеристик свойств и признаков изучаемой почвы.

Однако количественное изучение почвообразующих процессов в настоящее время находится еще в зачаточном состоянии. Мы имеем, правда, количественные данные по динамике отдельных явлений, отдельных мелких процессов. Но эти данные и наблюдения по большей части отрывочны и не имеют связи между собой, вследствие чего их применение ограничивается, обычно, узкими рамками разрешения тех или иных задач прикладного характера, и они имеют лишь весьма ограниченное приложение в разрешении генетических вопросов. Главнейшей причиной такого положения является то обстоятельство, что почвоведение возникло и развивалось, так сказать, в географическом направлении.

Ни в какой мере не отрицая важности и необходимости продолжения географических работ и впредь, так как изучение изменчивости почв в пространстве является необходимым элементом для разрешения очень многих генетических вопросов, мы считаем в такой же мере необходимой постановку исследований по динамике почвообразующих процессов во всей той широте, которая диктуется назревшими в почвоведении вопросами и современным уровнем наших знаний и методических приемов. Только этим путем — путем изучения законов миграции отдельных элементов, их количественного баланса, с учетом всех факторов, являющихся причинами миграции (водный баланс, растительность и пр.), мы сможем подойти к настоящему познанию почвообразовательных процессов и количественному их выражению.

Однако это — дело будущего. В настоящее время, говоря об изучении процессов почвообразования, мы неизбежно должны ограничиваться менее совершенными методами. Непосредственным материалом для суждения о почвообразовательных процессах являются наблюдения статического характера над свойствами почвы и их изменением в пространстве (в вертикальном и горизонтальном направлении). Другими словами, мы

изучаем не самый процесс, а его конечный на данный момент продукт, и на основании более или менее точного представления о свойствах этого продукта и о возрасте делаем более или менее правильные умозаключения о процессе образования этого продукта. Едва ли нужно останавливаться на недостаках такого способа познания почвообразовательных процессов: они и так ясны. Однако при всех своих недостатках этот путь является неизбежным не только на современной нам стадии развития науки о почве, но и в будущем. Как бы широко и полно ни удалось организовать нам изучение динамики почвообразующих процессов, какие бы экспериментальные работы мы ни ставили, мы будем иметь дело или со сформированной уже почвой, или с определенной новой системой условий, природной или искусственной. Для суждения же об истории развития данной почвы наблюдения над современной динамикой хотя и дадут обильный материал, но не смогут быть, конечно, единственным и исчерпывающим источником. Изучение свойств и состава почвы в некоторый статический момент, и при наличии данных динамического характера, явится весьма существенным и одним из главных источников для познания всего почвообразовательного процесса в его историческом развитии. В настоящее же время этот источник является почти единственным, и попытка его использования в целях количественного выражения степени развития подзолообразовательного процесса и составляет предмет настоящего сообщения. При этом необходимо учитывать, что подзолистый процесс во многих случаях мог быть, так сказать, преемником предшествующих процессов, что неизбежно должно отразиться и на его количественном выражении.

1. Понятие подзолообразовательного процесса

Прежде чем перейти к вопросу, являющемуся непосредственной темой этой статьи, нужно остановиться на определении понятия подзолообразовательного процесса. Внешнее морфологическое выражение этого процесса настолько общеизвестно, что останавливаться на нем мы считаем излишним.

С точки зрения своей внутренней сущности, подзолообразовательный, как и всякий почвообразовательный, процесс можно подразделить на пять групп явлений:

1) распад соединений, составлявших тот исходный субстрат, на котором развились почвы, и тех соединений, которые в течение всего периода развития данной почвы поступали в нее (продукты синтеза живых существ, вещества, приносимые атмосферными осадками, ветром и пр.);

2) перемещение продуктов распада;

3) аккумуляция и трансформация, т. е. фиксация продуктов распада и образование новых соединений как минеральных, так и органических;

4) механическое перемещение частиц почвенной массы, без изменения их химического состава (смыв, отложение делювия, эоловые явления и т.д.);

5) обмен веществ в системе почва — растение.

Эти пять групп могут быть объединены в две более крупные:

1) превращение материи и

2) передвижение материи. [1]

Кроме того, в пределах каждой из этих групп входящие в ее состав элементарные явления могут быть объединены в ряд элементарных химических и физических процессов по признаку однотипности реакций (процессы растворения, гидролиза, восстановления и окисления, обменных реакций, выпадения из раствора; капиллярное поднятие, гравитационное перемещение и т. д.), причем в пределах этих элементарных процессов отдельные явления будут разниться между собою уже только природой веществ (их ионов, молекул, коллоидных частиц), вступающих в соответствующие реакции.

Далее, эти элементарные процессы могут быть объединены в некоторые циклы, различающиеся между собой по признаку своей продолжительности, во-первых, и по признаку воспроизводимости («обратимости») входящих в их состав элементарных процессов, во-вторых. По поводу выражения «обратимый» мы должны сделать одну существенную оговорку. Этот термин в данном случае мы понимаем не в том точном смысле, в каком он применяется в химии и физике, а в смысле периодической воспроизводимости всех соединений, составляющих собою последовательный ряд продуктов данного процесса. Поэтому мы и заменяем выражение «обратимый» выражением «воспроизводимый».

По признаку периодичности мы можем представить себе очень большое количество циклов, ибо существуют соединения, которые возникают, разрушаются и вновь возникают в продолжение минут, часов или дней; с другой стороны, мы знаем вековые процессы. Среди всех этих циклов, говоря о подзолообразовательном процессе, мы можем выделить два основных цикла, называя их условно годичным и вековым. Эти два цикла различаются между собой по целому ряду признаков. Первый из них имеет короткий период воспроизводимости и входящая в него материя имеет преимущественно органическое происхождение, так как на пути своих превращений она проходит через живой организм. Реакции в процессе этого цикла идут также в значительной мере при участии живых организмов, т. е. имеют биохимический характер.

По поводу названия «годичный» необходимо сделать некоторые пояснения. Мы понимаем под этим не то, что вся материя, обращающаяся по данному циклу, совершает полный круговорот в течение одного года, но что некоторая часть ее ежегодно вступает в этот цикл, точно так же как некоторая часть материи ежегодно выходит из этого цикла. Полная же продолжительность последнего измеряется, вероятно, величинами порядка нескольких лет. В «годичный» цикл мы условно включаем и те процессы, которые имеют и более короткие циклы.

[1] Совершенно очевидно, что, анализируя понятие почвообразовательного процесса, нельзя ограничиться только судьбой материи. Необходимо учитывать и энергетический баланс. Но поскольку этот последний вопрос является в почвоведении совершенно не разработанным, мы о нем в дальнейшем упоминать не будем.

Второй цикл имеет весьма длинный период воспроизводимости, — настолько длинный, что тот отрезок его, который доступен нашему познанию, представляется подобием небольшого отрезка окружности с большим радиусом, вследствие чего этот отрезок мы во многих случаях в праве уподоблять прямой, а процесс считать поэтому условно невоспроизводимым. При этом невоспроизводимость относится только к данному почвенному горизонту. Беря же почвенный профиль в целом, мы можем найти в нем, если не полную, то частичную воспроизводимость процессов этого цикла, которые, обычно, пространственно отделены от области их условной невоспроизводимости. Далее, во второй цикл входят преимущественно вещества минеральной природы, т. е. исходного минерального субстрата данной почвы. Реакции в процессах этого цикла, преимущественно, химического и коллоидно-химического характера.

Говоря об этих двух крупных циклах, необходимо иметь в виду, что входящие в их состав процессы тесно переплетены между собой, вследствие чего оба цикла находятся в глубокой функциональной связи друг с другом. Тем не менее, мы можем различать их между собой на основании всех вышеупомянутых признаков.

Наши познания об этих двух циклах также весьма различны. Если по отношению ко второму циклу в настоящий момент мы располагаем уже весьма значительным материалом, то первый цикл следует считать весьма мало изученным. Причина этого кроется, вероятно, в том, о чем мы говорили выше: статический метод может дать очень много для познания вековых процессов, но годичные циклы можно изучать, по понятным причинам, только динамическим путем. Статическое изучение в этом случае дает нам очень немного. Между тем изучение годичного цикла, представляя собой огромный теоретический интерес, в то же время имеет очень большое практическое значение, гораздо может быть большее, чем изучение векового цикла, так как главным образом в годичном цикле заключается круговорот доступных для растений питательных веществ.

Однако, малое знакомство с годичным циклом на сей день остается фактом, и вследствие этого и настоящая работа будет касаться почти исключительно явлений векового цикла, хотя мы ни на минуту не забываем, что этот цикл составляет лишь часть всего подзолообразовательного процесса.

Сделав эту существенную оговорку, мы вернемся к определению самого процесса.

На основании всего того материала, который нам известен и который является результатом работ очень многих исследователей, наиболее существенными условиями возникновения и развития подзолообразовательного процесса являются:

1) кислая реакция среды, создаваемая главным образом продуктами распада органических веществ, при преимущественном участии лесной растительности;

2) преобладание в почвенной толще нисходящего движения воды над восходящим;

3) значительные колебания окислительно-восстановительных условий;

4) время, как необходимый, так сказать, множитель для остальных факторов.

Все эти условия должны, конечно, иметь свои численные и при этом сопряженные между собой характеристики, определяющие границы колебаний их величин, при которых имеет место развитие именно подзолообразовательного процесса. Однако современное состояние наших знаний, в связи с большой изменчивостью этих величин во времени, не позволяет нам наметить хотя бы даже приблизительно такие границы.

Географически границы распространения подзолистого процесса мы отождествляем приблизительно с границей таежной зоны, отнюдь не распространяя их на зону лесостепи, в почвах которой элювиальный процесс характеризуется, как это показано работами Прасолова и Роде (17) и Завалишина (8), некоторыми особыми признаками, не позволяющими пока считать его идентичным с подзолистым процессом. Точно так же мы исключаем из нашего рассмотрения буроземы, в которых элювиальный процесс также носит своеобразные черты.

Совокупность перечисленных выше условий в пределах тех географических границ, которые мы только что наметили, создает в поверхностных слоях почвы обстановку, в которой все минералы из числа наиболее распространенных, за исключением кварца и, может быть, некоторых соединений титана, подвергаются распаду, и при этом полному, т. е. до составляющих их элементарных окислов. Скорость этого распада различна для разных минералов и находится в зависимости от их внутреннего строения, т. е. от их природы, во-первых, и их дисперсности, во-вторых. Что касается кварца, то мы не приписываем ему абсолютной устойчивости, но несомненно, что по скорости своего выветривания он очень резко отличается от остальных минералов.

Вот это явление полного распада всех минералов, кроме упомянутых выше, наметившееся уже давно, но в последнее время прочно подтвердившееся работами Tamm (23, 24) и автора настоящей статьи (21), и составляет одну из главнейших и характернейших черт подзолообразовательного процесса.

Это явление пространственно характеризует собою всю толщу «элювиального» горизонта почв подзолистого типа. Однако для образования элювиального горизонта необходимо второе условие: преобладание нисходящего тока воды над восходящим, которое вызывает перемещение элементарных окислов — продуктов распада — из верхних горизонтов в нижние или в толще данного горизонта в горизонтальном направлении.

Образовавшийся, таким образом, элювиальный горизонт не представляется обычно однородным, но распадается на ряд подгоризонтов, в которых, во-первых, элювиальный процесс имеет различную степень развития и, во-вторых, на него накладываются другие процессы (как векового, так и годичного циклов). В несколько более общей форме это было сформулировано и доказано Проневичем (18).

Необходимо пояснить, что под понятием степени развития элювиального процесса мы понимаем отношение количества вещества, вынесенного из данного горизонта, к общему количеству вещества, послужившему для образования этого горизонта.

По первому признаку — степени своего развития — элювиальный процесс, как правило, затухает книзу (хотя из этого правила бывают исключения), причем в большинстве случаев это затухание идет не по плавной кривой, а по ломаной линии, с резкими перегибами. При этом в верхней части профиля мы имеем обычно подгоризонт, вся толща которого элювирована сильно и в более или менее одинаковой степени. Затем кривая дает резкий перегиб в сторону быстрого уменьшения степени развития элювиального процесса. Далее обычно следует еще один перегиб, но уже в обратную сторону, после которого кривая принимает направление, близкое к вертикальному, — и постепенно степень элювированности приближается к нулю. Эти отдельные звенья кривой хорошо выражены на диаграммах, приложенных к одной из наших прежних работ (19, диагр. № 1, 2, 3, 4, 5). Таким образом, по степени выраженности элювиального процесса мы можем весь элювиальный горизонт схематически разделить на три подгоризонта: 1) максимального его развития, 2) первый переходный, с быстрым уменьшением по глубине развития этого процесса и 3) второй переходный, где степень его развития очень мала и медленно сходит на-нет.

При этом необходимо отметить следующее. Когда мы характеризуем отдельные подгоризонты степенью выраженности элювиального процесса, мы имеем в виду суммарную его выраженность за все время его развития в данной почве. Вместе с тем представляется весьма вероятным, что в настоящее время этот процесс имеет наибольшую скорость не в верхнем подгоризонте, а в первом переходном. Соображения по этому поводу мы приводили в одной из предыдущих работ (19, стр. 152—153).

На такой неоднородный элювиальный горизонт налагаются другие процессы, из которых мы отметим три главные:

1) аккумуляция гумуса,
2) аккумуляция полуторных окислов,
3) аккумуляция вторичных алюмо- и алюмо-ферри-силикатов.

Пространственно эти три процесса распределяются отчасти в соответствии с разделением элювиального горизонта на подгоризонты. Первый из них обычно приурочен к первому элювиальному подгоризонту, иногда перекрывая его целиком (случай «слабоподзолистых» почв).

Второй процесс — аккумуляция полуторных окислов — совпадает обычно со вторым (иногда и с первым) переходным подгоризонтами, в некоторых случаях, однако, распространяясь и на самый верхний подгоризонт (рудяковые зерна, желто-подзолистые почвы).

Наконец, третий — аккумуляция вторичных алюмо-силикатов — обычно приурочен ко второму переходному подгоризонту, хотя возможно, что он будет обнаружен и в первом переходном подгоризонте.

В соответствии с этим находятся и морфологические горизонты подзолистых почв: верхнему элювиальному подгоризонту, как правило, соответствуют горизонты A_1 и A_2. Первому переходному подгоризонту — горизонт A_2B (характерный, главным образом, для почв на суглинистых и глинистых породах).

Второму переходному подгоризонту соответствует горизонт В с явлениями иллювирования и метаморфоза (21).

Суммируя все вышеизложенное, мы можем определить подзолистый процесс как процесс полного разложения всех минералов, кроме кварца (и, может быть, некоторых титановых минералов), идущий в кислой среде [кислый гидролиз, по выражению Иоффе (10)], в верхнем горизонте почвенного профиля. Этот распад сопровождается передвижением его продуктов в более низкие горизонты или в сторону, в результате чего в верхней части профиля формируется элювиальный горизонт, могущий быть, по степени развития в нем элювиального процесса, разделенным на несколько подгоризонтов.

Такое определение подзолообразовательного процесса мы не можем считать вполне удовлетворительным главным образом потому, что в нем нет элементов точного разграничения его с процессами образования буроземов и особенно серых лесных почв. В этих двух последних процессах мы находим многие (если не все) элементы, составляющие и подзолообразовательный процесс, но, повидимому, в иных количественных соотношениях. Что касается буроземного процесса, то в нем, повидимому, полностью наблюдается первая стадия подзолистого процесса, т. е. распад первичных минералов. Вторая же стадия — передвижение продуктов распада — выражена очень слабо. Однако для количественного разделения степени участия упомянутых элементов в этих трех процессах у нас, как мы уже говорили выше, нет данных. Поэтому мы вынуждены временно ограничиться приведенным определением, отлично сознавая все его несовершенство, а разграничение производить по иным признакам: накоплению гумуса, морфологии, по признакам географического распределения, по растительному покрову и т. д.

2. Определение понятия степени подзолистости

Каким же образом, учитывая все эти явления, мы можем количественно характеризовать развитие элювиального процесса и степень подзолистости?

В настоящее время затруднительно дать общее решение этого вопроса. В отдельных подгоризонтах элювиального горизонта мы находим наложение на элювиальный процесс процессов аккумулятивных, и для того, чтобы отпрепарировать, так сказать, элювиальный процесс, мы должны были бы элиминировать продукты аккумуляции. Это не всегда достижимо. Если это относительно легко (хотя все же лишь с известным приближением) можно сделать для того слоя, в котором аккумулируется гумус, учитывая и исключая поглощенные основания и пренебрегая остальными

минеральными окислами, которые в процессе превращения органических веществ во многих случаях накапливаются лишь в ничтожном количестве, то по отношению к горизонтам с аккумуляцией полуторооксидов дело обстоит значительно труднее. Мы имеем, правда, методы определения легкоподвижных полуторооксидов (оксалатные вытяжки Tamm, некоторые кислые вытяжки), но, во-первых, нельзя считать доказанным, что этими приемами мы извлекаем все аккумулировавшиеся полуторные окислы, а во-вторых, легкоподвижные формы полуторооксидов содержатся и в материнской породе, и, применяя эти вытяжки к аккумулятивному горизонту, мы не можем определить, какая часть полуторных окислов, перешедших в вытяжку, относится к первоначальной материнской породе, а какая является аккумулированной.

Еще труднее обстоит вопрос при наличии аккумуляции вторичных алюмосиликатов. Они подвергаются воздействию лишь концентрированных сильных кислот при нагревании. А так как осадочные материнские породы часто содержат в себе подобные алюмосиликаты, то в этом случае разделить их по признаку принадлежности к исходной материнской породе или к продуктам аккумуляции не представляется возможным.

Поэтому нельзя дать общий способ определения степени развития элювиального процесса. В общем случае последний всегда будет в той или иной степени маскироваться аккумулятивными процессами, и мы можем судить лишь о суммарном итоге элювиальных и аккумулятивных процессов. Но этот последний итог может быть характеризован определенной числовой величиной, которой, принимая во внимание все вышесказанное, мы считаем возможным придать название элювиально-аккумулятивного коэффициента и ввести для него символ EA.

Однако в отдельных случаях мы можем иметь более или менее точное суждение об элювиальном процессе в его чистом, так сказать, виде. Такой случай мы очень часто (хотя и не всегда) имеем в верхнем подгоризонте элювиального горизонта, если только в нем нет аккумуляции полуторооксидов. Тогда приходится считаться лишь с аккумуляцией гумуса, которая, как мы уже говорили выше, вносит, повидимому, лишь ничтожные изменения в минеральный состав (исключая поглощенные основания, которые легко элиминировать). Поэтому в таком случае мы можем считать, что имеем дело с элювиальным процессом в почти чистом виде, и наш элювиально-аккумулятивный коэффициент превращается в элювиальный коэффициент.

Вот этот элювиальный коэффициент верхнего элювиального подгоризонта мы и предлагаем пока считать степенью подзолистости данного почвенного горизонта.

В дальнейшем, когда мы научимся элиминировать продукты аккумуляции, это определение степени подзолистости придется, вероятно, изменить.

Однако для определения степени подзолистости почвы этого мало. Мы сталкиваемся в данном случае с тем, что это явление (как и очень многие природные явления) нужно характеризовать двумя факторами: фактором напряжения (интенсивности) и фактором емкости. Элювиальный

коэффициент характеризует собою фактор интенсивности, но в нем нет показателя емкости. Между тем совершенно ясно, что без последнего обойтись нельзя. Мы можем представить себе две почвы, в которых элювиальные горизонты будут иметь совершенно одинаковые элювиальные коэффициенты, но различную мощность. Очевидно, нельзя говорить о том, что эти почвы одинаково оподзолены.

Поэтому, говоря о выраженности подзолистого процесса в данной почве, мы кроме фактора интенсивности должны непременно вводить еще фактор емкости. Простейшим показателем последнего может служить мощность верхнего подгоризонта элювиального горизонта, т. е. морфологически сумма мощностей горизонтов A_1 и A_2. Если принять это предложение, то выраженность подзолистого процесса в данной почве будет характеризоваться двойным названием, например: поверхностно оподзоленная, сильно подзолистая почва или мощная среднеподзолистая почва, или маломощная слабоподзолистая почва и т. д. Само собой разумеется, что применение предлагаемого принципа предполагает выработку соответствующих шкал как для степени подзолистости, так и для мощности элювиального горизонта. Для этого необходимо собрать соответствующий материал как морфологический, так и химический, и на основании его и выработать шкалу. Такого материала в нашем распоряжении пока нет, и поэтому от практических предложений на этот счет мы пока воздержимся. Вполне возможно, что шкала мощностей будет изменяться как по географическому признаку, так и в зависимости от механического состава.

Предлагаемое нами определение степени подзолистости мы считаем в настоящее время единственно правильным, как основанное на главнейшем, характернейшем признаке подзолообразовательного процесса.

Весьма вероятно, что более близкое знакомство с процессами годичного цикла заставит нас пересмотреть это определение, так как именно среди них мы встречаем процессы, являющиеся антагонистами элювиального процесса, из которых главным является накопление гумуса. Но в настоящее время, повторяем, мы с этими процессами знакомы настолько мало, что вынуждены ограничиться приведенным определением.

Можно искать коррелятивных зависимостей между степенью подзолистости (в нашем определении) и какими угодно другими признаками и свойствами почвы; можно на основании найденных и доказанных достаточным массовым материалом коррелятивных зависимостей вводить массовые методы косвенного определения степени подзолистости, обязательно понимая косвенность этих методов и обязательно оговаривая ее и притом ни в каком случае не отождествляя полученные величины с истинной степенью подзолистости.

Что касается морфологического определения степени подзолистости почвы, то, вполне допуская этот метод для определения фактора емкости, мы в то же время можем допустить лишь весьма ограниченное его применение по отношению к фактору интенсивности. Последний морфологически может определяться, конечно, только приближенно — качественно, но и в этих рамках он может оказаться порочным.

Мы уже указывали в одной из предыдущих работ (5), что морфологически степень подзолистости выражается главным образом цветовыми признаками, т. е. обесцвеченностью элювиального горизонта, во-первых, и интенсивностью окраски иллювиального горизонта, во-вторых. Второй из этих признаков, применение которого к определению степени подзолистости основывается на скрытом предположении о том, что интенсивность окрашенности иллювиального горизонта коррелирует со степенью выраженности элювиального процесса, является весьма ненадежным по следующим причинам. Во-первых, мы уже говорили выше, что бывают случаи, когда продукты распада минералов не фиксируются в иллювиальном горизонте или фиксируются в весьма ничтожном количестве. Во-вторых, наоборот, в иллювиальном горизонте могут фиксироваться вещества, источником которых является не элювиальный горизонт данного почвенного профиля, а соседние участки территории (боковой приход) или грунтовые воды. В третьих, интенсивность окраски иллювиального горизонта далеко не пропорциональна содержанию в нем соединений железа (наиболее часто встречающегося красящего элемента), завися и от их физического состояния. В четвертых, в окраске иллювиального горизонта часто принимает участие гумус, количество которого не связано непосредственно со степенью развития элювиального процесса.

Таким образом, остается только один признак — обесцвеченность элювиального горизонта. Но и этот признак является весьма ненадежным. Главными красящими веществами почвенного профиля являются гумус, железо (преимущественно в форме гидратов окиси) и марганец (в тех же преимущественно формах). Если оставить в стороне гумус, количество которого не связано непосредственно со степенью подзолистости, главным цветовым фактором останутся гидраты окиси железа. Удаление их, которое, повидимому, происходит довольно легко при смене восстановительных и окислительных условий, ведет к обесцвечиванию, причем алюмосиликаты и силикаты часто при этом могут быть совсем и не затронуты, т. е. никакого подзолистого процесса при этом может и не происходить. [1] Все остальные окислы — щелочи, щелочные земли и глинозем — бесцветны, и их передвижение на окраске не сказывается. Таким образом, и этот признак — обесцвеченность элювиального горизонта — строго говоря, не является еще доказательством оподзоливания и не может поэтому служить его мерилом.

3. Методика определения степени подзолистости

Из изложенного явствует, что для определения степени подзолистости нам нужно найти метод определения количества минеральной массы, подвергшейся распаду и выносу.

Представление об изменении состава минеральной массы дает нам валовой анализ. На основании его цифр мы можем судить об относительной

[1] Повидимому, такой случай наблюдается довольно часто в виде белесых пятен в иллювиальном горизонте при периодическом его раскислении.

подвижности отдельных окислов. Однако, этого мало. Для того, чтобы судить об абсолютных, а следовательно и относительных количествах этих окислов, подвергшихся отщеплению и передвижению, нам нужно знать, какое количество породы исходного состава подверглось подзолообразовательному процессу, чтобы из него получилось некоторое данное количество породы нового состава. Для этой цели петрографами, изучавшими выветривание, давно уже был предложен метод, заключающийся в том, что какой-либо из окислов, оказавшийся в наибольшем относительном накоплении в продукте выветривания, условно считается вполне неподвижным. Его абсолютное количество при таком предположении является постоянным в процессе выветривания, и этот окисел может считаться как бы свидетелем, к которому можно относить изменения в количествах остальных окислов. Этот метод был предложен Streng (27) и, повидимому, независимо от него Merrill (15). Превосходную сводку методов определения степени выветрелости дал в последнее время Groszer (6). В почвоведении этот метод был приложен Коссовичем (12), пример которого был использован Зайцевым (9), Антиповым-Каратаевым (1), Роде (19), Грабовской (5) и другими. При этом за неподвижный окисел принималось обычно SiO_2. Van Baren (2) при изучении вулканических почв за таковой окисел принимал Al_2O_3. Однако этот прием не может считаться удовлетворительным. Полученные с его помощью цифры для отдельных окислов имеют, правда, большой интерес, так как их относительная величина не меняется от того, действительно ли неподвижен «окисел-свидетель» или нет, и поэтому их можно сопоставлять между собою в пределах одного и того же профиля, развитого на одной породе. Однако, они, во-первых, не сравнимы в профилях, развитых на разных породах, и, во-вторых, не позволяют вычислять истинную степень подзолистости, так как SiO_2, хотя и является окислом, в наибольшей степени накапливающимся в процессе подзолообразования, но, в то же время он обладает большой подвижностью, так как вся SiO_2, получившаяся при распаде силикатов и алюмосиликатов в процессе подзолообразования, выносится затем прочь. На это указывали Гедройц (3) и Глинка (4, стр. 366), и это можно считать вполне установленным позднейшими работами Tamm (24) и автора настоящей статьи (21).

Однако SiO_2 все же может служить «окислом-свидетелем», но не целиком, а лишь в той части, которая представляет собою кварц, который по всем известным нам данным не разрушается в процессе подзолообразования, или если и разрушается, то чрезвычайно медленно. В некоторых случаях, правда, кварц может разрушаться очень быстро, как это доказывает Smith (22). Но условия разрушения кварца были при этом резко отличными от тех, которые мы имеем в подзолистых почвах.

Применение кварца в качестве «окисла-свидетеля» было предложено Tamm (23, 24). На его методе определения самого кварца, а также на методе, примененном нами, мы остановимся несколько ниже, а сейчас переходим к тому, что может нам дать знание величины содержания кварца.

Представим себе почвенную колонну любого поперечного сечения, вырезанную в пределах элювиального горизонта. Пусть вес прокаленного

вещества этой колонны будет M_1, через M_0 обозначим вес прокаленного вещества той колонны (с тем же поперечным сечением) материнской породы, которая, подвергшись оподзоливанию, дала нам нашу воображаемую колонну элювиального горизонта. Пусть содержание кварца (в процентах от веса прокаленного вещества) будет K_0 в колонне материнской породы и K_1 — в колонне элювиального горизонта. Тогда искомый нами элювиально-аккумулятивный коэффициент будет:

$$EA = \frac{M_0 - M_1}{M_0}.$$

Исходя из предположения о неподвижности кварца, имеем:

$$K_0 \cdot M_0 = K_1 \cdot M_1$$

(так как общее количество кварца в обеих колоннах должно быть одинаково), откуда:

$$M_1 = \frac{K_0 \cdot M_0}{K_1}.$$

Подставляя последнее выражение в формулу для EA, имеем:

$$EA = 1_0 - \frac{\frac{K_0 \cdot M_0}{K_1}}{M_0}.$$

Преобразуя эту формулу и сокращая M_0 в числителе и знаменателе, имеем:

$$EA = 1 - \frac{K_0}{K_1}.$$

Для перевода в проценты, полученное выражение нужно умножить на 100.

Теперь введем еще одно понятие. Если элювиально-аккумулятивный коэффициент есть EA, то величина

$$M = \frac{100}{1 - EA}$$

будет представлять собою, очевидно, то количество материнской породы, которое понадобилось для образования 100 г элювиального горизонта. Эту величину будем называть числом материнской породы или просто материнским числом.

Кроме выведенного выше общего элювиально-аккумулятивного коэффициента EA, представляется интересным вычисление элювиально-аккумулятивного коэффициента подвижной части, обозначаемого нами символом $EA_м$. Этот коэффициент представляет собою отношение количества веществ, вынесенных из элювиального горизонта, к сумме первоначально содержавшихся в нем подвижных веществ, понимая под последней сумму всех окислов за вычетом кремнекислоты кварца.

Вычисляется этот коэффициент следующим образом. Если M есть число материнской породы, то, очевидно, что количество веществ, вынесенных из элювиального горизонта, равно M—100. Количество подвижных веществ, содержавшихся первоначально в M граммах породы, было очевидно, равно:

$$M - \frac{K_0}{100} M.$$

где K_0 есть процентное содержание кварца в материнской породе. Тогда искомый нами коэффициент будет равен:

$$EA_м = \frac{M - 100}{M - \frac{K_0}{100} M}.$$

Так как

$$M = \frac{100}{1 - EA},$$

то путем соответствующих преобразований найдем:

$$EA_м = \frac{100 \cdot EA}{100 - K_0}.$$

Наконец, введем еще понятие о «частных» элювиально-аккумулятивных коэффициентах, под которыми мы понимаем соответствующие показатели для отдельных составных окислов. Эти коэффициенты вычисляются следующим образом. Пусть P_1 есть содержание данного окисла в элювиальном горизонте, а P_0—его содержание в материнской породе. Обозначив попрежнему через K_0 и K_1 содержание кварца в материнской породе и элювиальном горизонте, мы можем составить такую пропорцию:

$$P_0 : P_0 = K_1 : K_0.$$

где P — первоначальное содержание данного окисла в том количестве материнской породы, которое послужило для образования 100 г элювиального горизонта. Из этой пропорции имеем:

$$P = \frac{P_0 \cdot K_1}{K_0}$$

и, следовательно, частный элювиально-аккумулятивный коэффициент данного окисла EA_x будет равен:

$$EA_x = \frac{P - P_1}{P} \quad \text{или} \quad EA_x = 1 - \frac{P_1}{P}$$

и, следовательно,

$$EA_x = 1 - \frac{P_1 K_0}{P_0 K_1}.$$

Определяя, таким образом, EA и EA_x предложенным путем, мы исходим из трех предпосылок:

1) неподвижности SiO_2 кварца в процессе подзолообразования;

2) неизменности в процессе подзолообразования того горизонта, который мы считаем за материнскую породу;

3) первоначальной однородности материнской породы по вертикальному профилю.

Первые две предпосылки можно считать близкими к действительности.

Об исходной однородности породы мы скажем ниже.

4. Определение кварца

Мы не задаемся целью дать исчерпывающую сводку по вопросу о методах определения кварца. Этим вопросом занимался целый ряд исследователей. Акад. А. П. Карпинский (11) предлагал определять кварц путем нагревания измельченной породы в запаянной стеклянной трубке с концентрированной серной кислотой, исходя из предположения, что при этом все остальные минералы кроме кварца будут разложены. Однако позднейшие опыты показали, что при этом неразложенными остаются не только кварц, но и многие другие минералы.

Tamm (23, 24), преследуя те же цели, что и автор настоящей работы, определял кварц в почвах и материнских породах путем вычисления, исходя из валового состава породы за вычетом «коллоидальных» SiO_2 и Al_2O_3, определявшихся им в щавелевокислых вытяжках. Этот метод вполне приложим в отношении полуторных окислов [1] в тех случаях, когда мы имеем дело с породой, состоящей из первичных минералов определенного состава. Но коль скоро породы содержат заметные количества глинных минералов, т.е. вторичных алюмосиликатов неопределенного состава, метод прямого вычисления делается уже ненадежным и может повести к значительным ошибкам в определении кварца. О. Tamm, судя по механическим анализам моренного суглинка, приводимым в его последней работе (24), имел дело, очевидно, с довольно грубой породой, содержавшей от 14 до 28% частиц <0.02 мм. К сожалению, разделения до более мелких фракций не производилось. При такой грубой породе метод прямого вычисления является, вероятно, вполне допустимым.

Mellor (14) считает, что все предложенные методы «рационального» химического анализа не достигают цели и наилучшим средством полагает комбинацию валового химического анализа с анализом минералогическим. Однако в тех случаях, когда мы имеем дело с осадочными породами, как разного рода суглинки, глины, лёсс и т. д., опять-таки остается в силе сделанное выше замечание об элементе неопределенности, вносимом присутствием вторичных алюмосиликатов с неопределенным составом.

Поэтому мы в своей работе выбрали несколько иной путь, а именно — сочетание валового химического и «рационального» химического анализов

[1] «Коллоидальная» SiO_2 не может переходить целиком в оксалатную вытяжку. Кроме того, необходимо учитывать, что эта вытяжка частично растворяет и первичные минералы и вторичные алюмосиликаты.

и минералогического вычисления, сопровождаемых небольшим мироскопическим контролем.

Как известно, наиболее распространенный метод (см. у Mellor, 14) «рационального» анализа заключается в обработке навески породы сначала концентрированной (1 : 1) серной кислотой, а затем попеременной двукратной обработке соляной кислотой и щелочным раствором Lunge. Этот метод страдает тем недостатком, что приходится иметь дело со сравнительно большими объемами при фильтрации кислых вытяжек (метод декантации, по нашим наблюдениям, не всегда приложим). Поэтому мы решили испытать другой метод, предложенный J. Harrison и описанный F. Hardy and R.R. Follett-Smith (26). [1] Этот метод заключается в обработке навески почвы смесью концентрированной серной, соляной и азотной кислот с последующей обработкой 2% раствором едкого натрия. Промытый остаток прокаливается, взвешивается и выпаривается с фтористоводородной кислотой. Остаток после последней обработки также взвешивается, и разница между этими двумя взвешиваниями дает, по мнению авторов, количество кварца.

Наши предварительные опыты показали, что последний прием не может считаться правильным. В состав остатка после обработки едкой щелочью входит не только кварц, но и в большом количестве другие минералы, в особенности полевые шпаты, из коих щелочные полевые шпаты почти целиком, так как они затрагиваются кислотной и щелочной обработками лишь в очень слабой степени. Поэтому мы сочли необходимым несколько видоизменить в этой части метод авторов в том направлении, что остаток после обработки раствором едкого натрия — промытый, прокаленный и взвешенный (главный остаток) — сплавлялся со смесью углекислых щелочей, и сплав далее анализировался по обычным методам валового анализа.

Для определения щелочных металлов в «главном остатке» бралась особая навеска почвы, которая подвергалась той же обработке трехкислотной смесью, но не подвергалась обработке едкой щелочью во избежание внесения ошибки введением едкого натрия в качестве реактива. Остаток после кислотной обработки, промытый и собранный на фильтре, слабо прокаливался и выпаривался с фтористоводородной кислотой. Далее в растворе обычным способом определялись щелочные металлы.

Таким образом, метод Harrison пришлось значительно усложнить, но иного выхода нет.

Сопоставление трехкислотного метода Harrison с упомянутым выше обычным методом «рационального» анализа показало, что оба они дают очень близкие результаты, как это можно видеть из следующей таблицы (см. табл. на стр. 128).

Параллельные определения по методу Harrison также дают превосходное схождение.

[1] После того как настоящая работа была выполнена, появилась статья Grove (7), который дает несколько отличную модификацию трехкислотного метода, в некоторых частях, вероятно, технически более удобную.

Разрез № 8-Р

(В процентах от веса прокаленной почвы)

Составные вещества	Метод Harrison		Обычный метод рационального анализа	
	горизонт 5 — 10	горизонт 80 — 90	горизонт 5 — 10	горизонт 80 — 90
Главный остаток	70.82	49.79	71.61	49.79
в нем:				
SiO_2	61.81	42.88	62.16	42.12
R_2O_3	5.85	5.80	5.79	5.85
CaO	0.45	0.58	0.41	0.54
MgO	0.24	0.23	0.21	0.24

Между тем трехкислотный метод Harrison имеет то преимущество, что в нем мы имеем всего две обработки вместо пяти, и, кроме того, малые объемы растворов.

Опишем теперь вкратце технику метода.

Навеска почвы в 1 г, растертой в агатовой ступке так же, как это делается при валовом анализе по методу сплавления с углекислыми щелочами (т. е. не чрезмерно тонко), помещается в глубокую фарфоровую или, лучше, кварцевую чашку емкостью 125—150 см³ и обливается 30 см³ трехкислотной смеси. [1] Чашка ставится на слабо нагретую песчаную баню, покрывается часовым стеклом и держится в таком состоянии до тех пор, пока не прекратится выделение бурых паров двуокиси азота. После этого часовое стекло снимается, осторожно смывается, и нагрев усиливается до того, чтобы началось выделение белых тяжелых паров серной кислоты, но отнюдь не доводя содержание чашки до кипения. Когда почти вся серная кислота испарится (до полного высыхания лучше не доводить), чашку снимают с песчаной бани и дают ей остыть. Затем в нее вливают 50 см³ 10% соляной кислоты, нагревают до начинающегося кипения и фильтруют через маленький плотный фильтр (S. u. S. № 602 hart). Осадок промывают (по возможности не перенося его на фильтр) горячей слабой соляной кислотой до исчезновения реакции на железо, а затем 2—3 раза горячей водой. После этого ту часть осадка, которая перешла на фильтр, тонкой струей воды из промывалки смывают обратно в чашку, последнюю ставят на баню и выпаривают ее содержимое почти досуха. Фильтр при этом оставляют на воронке, защитив его часовым стеклом от высыхания. В чашку приливают

[1] Трехкислотная смесь состоит из 4 объемов H_2SO_4, уд. в. 1.84, 2 объемов HCl, уд. в. 1.19 и 1 объема HNO_3, уд. в. 1.40 и готовится следующим образом: в эрленмейеровскую колбу с широким дном вливается потребное количество соляной кислоты. Колба ставится в холодную воду (лучше в снег), и в нее из капельной воронки по каплям прибавляется серная кислота при постоянном помешивании. После того как будет прибавлена вся серная кислота, таким же образом прибавляется азотная кислота. Смесь нужно готовить перед самым употреблением. См. также Groves (7).

25 см³ 2% раствора едкого натрия, покрывают чашку стеклом и ставят на слабо кипящую водяную баню на 3 часа. В течение этого срока время от времени помешивают и доливают горячей водой до первоначального объема. Затем фильтруют через старый фильтр и раз 15—20 промывают горячей водой, перенося осадок полностью на фильтр. Затем осадок с фильтром переносится в поместительный платиновый тигель (предварительно взвешенный), прокаливается и взвешивается. Таким образом, получается вес «главного остатка». В тот же тигель вносится необходимое количество углекислого калия-натрия или соды, остаток сплавляется и далее анализируется обычным путем. Для определения валового содержания щелочных металлов, как было сказано выше, берется особая навеска также в 1 г, которая обрабатывается согласно описанному, за исключением обработки раствором едкого натрия. Остаток не взвешивается (в нем остается аморфная SiO_2), после промывания соляной кислотой озоляется в платиновой чашке и разлагается фтористоводородной кислотой, после чего в полученном растворе обычным путем определяются щелочные металлы.

При описанной выше обработке в раствор переходят вторичные алюмосиликаты и часть первичных, менее стойких. Кварц при этом почти не затрагивается. Контрольное определение, сделанное нами с тонко растертым кварцевым песком, показало, что из 1 г кварца после обработки осталось 993 мг.

Главный остаток, таким образом, можно считать состоящим исключительно из первичных минералов, причем среди последних значительно преобладают кварц и полевые шпаты. Благодаря этому, определяя в дальнейшем содержание кварца вычислением, таковое можно произвести с достаточной точностью.

Вычисления мы ведем следующим путем. Прежде всего выражаем состав главного остатка в миллимолях на 100 г исходной прокаленной почвы. Затем суммируем содержание окисей калия и натрия и множим на 6, получая таким образом количество кремнекислоты, связанной в щелочных полевых шпатах и в мусковите. [1] Приняв условно, что половина окиси кальция приходится на известковый полевой шпат, множим содержание CaO на 2* и получаем SiO_2, связанную в анортите. Затем суммируем содержание окисей магния и железа (пересчитав последнее на FeO) и, умножив эту сумму на 1.5 (среднее отношение SiO_2 к (MgO+FeO) в биотите, авгите и т. д.), получаем SiO_2, связанную в цветных минералах. Суммировав всю полученную, таким образом, SiO_2 и вычтя эту сумму из общего содержания SiO_2 в главном остатке, получаем свободную SiO_2, т. е. кварц, в миллимолях на 100 г прокаленной почвы. Как видим, метод вычисления несколько условный. Эти условности касаются анортита и цветных минералов, в которых количество SiO_2 составляет в исследованных нами образцах обычно лишь около 10—12% от общего количества связанной SiO_2. Следовательно, некоторая ошибка в ту или иную сторону в определении

[1] Для мусковита мы принимали формулу $H_2KAl(SiO_4)_3$, в которой отношение $K_2O : SiO_2 = 1 : 6$. Эту формулу дают Milner (16), Федоровский (25) и Clarke (13).

* Исходя из формулы анортита $CaOAl_2O_32SiO_2$.

SiO_2 цветных минералов может отразиться на содержании кварца лишь в незначительных размерах.

Описанный способ определения кварца, конечно, не может быть назван простым, быстрым и дешевым, но в то же время он является, повидимому, единственным более или менее точным. Его можно еще улучшить, дополнив подробным микроскопическим минералогическим анализом с количественным подсчетом минералов. Такая комбинация методов даст, вероятно, возможность количественного минералогического анализа. Последнему еще много помогло бы изучение отношения к описанной химической обработке отдельных чистых минералов (аналогия с методом последовательных различных вытяжек, разрабатываемым П. А. Земятченским).

5. Определение элювиально-аккумулятивных коэффициентов в нескольких подзолистых почвах

Для своей работы мы выбрали 6 почвенных разрезов:

№ 3-Р. Сильноподзолистая почва на ленточной глине.

№ 95-Р. Подзол на валунном суглинке.

№ 34-Р. Оподзоленная торфяно-глеевая почва на ленточной глине.

№ 19-Р. Подзол с гумусовым иллювиальным горизонтом на крупнозернистом озовом песке.

№ 148-Г. Сильноподзолистая почва на тяжелой безвалунной глине.

№ 245-Г. Сильноподзолистая почва на валунном суглинке.

Из них первые четыре были взяты в Лисинском учебно-опытном лесхозе и послужили материалом для наших предыдущих работ (19, 20, 21). Последние две были любезно предоставлены нам О. А. Грабовской из ее коллекции с Валдайской возвышенности, равно как и выполненные ею валовые анализы и определения поглощенных оснований в этих разрезах. Эти два разреза описаны в совместной работе О. А. Грабовской и автора настоящей статьи (5).

Во всех разрезах было взято по три образца: из горизонта A_1 или A_2, A_2B, или B и C, кроме разр. № 34-Р, из которого за неимением в нем иллювиального горизонта было взято только два образца A_1G и G.

Аналитические данные представлены в табл. 1, 2, 3, 4. В табл. 5 даны элювиально-аккумулятивные коэффициенты частные, общие и подвижной части для каждого горизонта. Нам кажется, что последний коэффициент является более рациональным, нежели показатель, предложенный O. Tamm (24) и названный им «vittringsindex». Последний представляет собою степень выноса суммы ($CaO + MgO + Fe_2O_3$), вычисленную в предполагаемой неподвижности кварца. К сожалению, O. Tamm не объясняет, почему он остановился на сумме только этих трех окислов, игнорируя остальные.

В табл. 6 мы даем сопоставление коэффициентов EA и $EA_м$, вычисленных на основании новых данных в предположении неподвижности кварца

Таблица 1

Состав первоначальной почвы в миллимолях на 100 г прокаленной почвы (за вычетом поглощенных CaO и MgO)

№ разреза	Глубина образца в см	SiO_2 кварца	SiO_2 алюмосиликатов	SiO_2 валовая	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
3-Р	5 — 10	722.08	538.52	1260.60	132.55	27.10	11.97	28.19	31.39	19.01
	40 — 45	478.70	633.55	1112.25	178.60	45.32	11.61	46.95	36.90	20.30
	80 — 90	442.18	644.41	1086.59	185.25	45.72	16.97	53.85	37.32	23.02
95-Р	5 — 10	1013.37	386.13	1399.50	86.80	11.75	10.53	9.64	28.38	19.20
	40 — 45	788.66	504.72	1293.38	117.10	29.10	9.46	24.46	34.74	20.16
	95 — 100	836.69	439.61	1276.30	121.95	24.05	13.40	22.25	35.80	21.60
34-Р	40 — 45	631.45	614.91	1246.36	147.35	20.94	13.57	28.96	28.46	26.61
	115 — 120	458.23	655.51	1113.74	171.90	39.90	21.24	50.95	42.15	26.44
19-Р	20 — 25	1283.62	220.02	1503.64	50.85	2.50	6.61	0.25	20.15	11.92
	60 — 65	1086.46	361.54	1448.00	81.80	5.25	14.64	3.22	22.05	18.85
	95 — 100	1124.84	320.03	1444.87	76.05	7.75	16.42	4.46	22.15	22.07
148-Г	4 — 9	883.23	405.18	1288.41	135.40	22.68	4.28	26.21	29.98	11.61
	25 — 30	596.97	543.43	1140.40	212.90	26.80	7.32	37.80	36.98	11.61
	130 — 135	631.48	512.72	1144.20	160.95	35.30	23.72	38.85	37.60	16.13
245-Г	12 — 17	1178.75	268.77	1447.52	82.49	6.38	7.50	6.68	23.18	11.80
	37 — 42	947.53	376.47	1324.00	128.47	25.62	8.22	24.00	27.82	10.84
	125 — 130	922.17	377.00	1299.17	122.01	26.40	7.86	16.83	29.72	10.49

«Рациональный» анализ *Таблица 2*

Количество и состав главного остатка

№ разреза	Глубина образца в см	Генетический горизонт	Количество главн. остатка	Состав главного остатка в % веса прокаленного остатка							
				SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Сумма
3-Р	5 — 10	A_1	69.26	85.95	7.39	0.91	0.64	0.34	2.96	1.45	99.64
	40 — 45	B_2	51.33	82.84	9.27	0.74	0.89	0.50	3.27	1.89	99.40
	80 — 90	C	51.46	81.73	10.26	0.80	1.12	0.46	3.49	2.47	100.33
95-Р	5 — 10	A_1	88.06	88.60	6.55	0.37	0.59	0.20	2.09	1.13	99.53
	40 — 45	B_2	73.09	87.55	6.63	0.81	0.57	0.22	3.03	1.38	100.19
	95 — 100	C	77.50	86.79	7.59	0.36	0.76	0.24	2.89	1.50	100.13
34-Р	40 — 45	A_1 — g	64.16	84.85	8.74	0.42	0.80	0.35	2.65	2.29	100.10
	115 — 120	C — g	56.29	80.59	11.17	0.73	1.30	0.43	3.45	2.65	100.32
19-Р	20 — 25	A_2	97.45	92.18	4.77	0.24	0.35	0.01	1.89	0.71	100.15
	60 — 65	B''_2	95.18	88.27	6.38	0.86	0.71	0.16	2.59	1.43	100.40
	95 — 100	C	96.72	88.97	6.73	0.43	0.71	0.17	2.06	1.38	100.45
148-Г	4 — 9	A_1	72.72	90.11	5.49	0.61	0.45	0.26	2.42	0.91	100.14
	25 — 30	A_2B	52.00	88.43	6.06	0.71	0.59	0.34	2.70	1.24	100.07
	130 — 135	C	57.82	86.96	7.10	0.97	0.85	0.34	2.57	1.54	100.33
245-Г	12 — 17	A_2	90.17	92.99	4.14	0.41	0.32	0.12	2.09	0.80	100.17
	37 — 42	A_2B	73.17	91.70	4.63	0.55	0.34	0.26	1.89	0.81	100.18
	125 — 130	C	70.00	92.56	3.91	0.45	0.28	0.10	1.89	0.80	99.99

Таблица 3

«Рациональный» анализ

Состав и количество главного остатка в граммах и в миллимолях на 100 г прокаленной почвы

№ разреза	Глубина образца в см	Количество главного остатка	В граммах на 100 г прокаленной почвы: Состав главного остатка							В миллимолях на 100 г прокаленной почвы: Состав главного остатка						
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 выражен. в FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
3-Р	5 — 10	69.26	59.38	5.22	0.64	0.45	0.24	2.09	1.02	982.43	51.05	8.00	8.04	5.93	22.15	16.42
	40 — 45	51.33	42.52	4.76	0.38	0.45	0.26	1.68	0.97	703.97	46.55	4.75	8.04	6.43	17.80	15.61
	80 — 90	51.46	42.48	5.33	0.42	0.58	0.24	1.81	1.23	703.31	52.10	5.25	10.36	5.93	19.19	19.81
95-Р	5 — 10	88.06	78.02	5.76	0.33	0.52	0.18	1.84	1.00	1291.72	56.35	4.12	9.29	4.45	19.50	16.10
	40 — 45	73.09	64.96	4.91	0.60	0.42	0.16	2.25	1.02	1054.97	48.05	7.50	7.50	3.96	23.85	16.42
	95 — 100	77.50	67.27	5.89	0.28	0.59	0.19	2.24	1.16	1113.74	57.60	3.50	10.53	4.70	23.73	18.69
34-Р	40 — 45	64.16	54.71	5.62	0.27	0.51	0.23	1.71	1.48	905.79	54.95	3.37	9.11	5.69	18.12	23.82
	115 — 120	56.29	45.82	6.35	0.41	0.74	0.24	1.96	1.51	758.61	62.05	5.12	13.21	5.93	20.78	24.32
19-Р	20 — 25	97.45	89.84	4.64	0.23	0.34	0.01	1.84	0.69	1484.10	45.40	2.87	6.07	0.25	19.50	11.11
	60 — 65	95.18	83.01	6.09	0.82	0.66	0.15	2.07	1.14	1374.30	59.70	10.25	11.79	3.22	22.00	18.36
	95 — 100	96.72	86.06	6.52	0.42	0.69	0.16	2.09	1.33	1424.88	63.70	5.25	12.32	3.96	22.15	21.44
148-Г	4 — 9	72.72	65.53	3.99	0.44	0.32	0.19	1.76	0.66	1084.93	39.00	5.50	5.53	4.70	18.65	10.63
	25 — 30	52.00	46.45	3.18	0.38	0.31	0.17	1.42	0.65	769.04	31.10	4.75	5.53	4.20	15.05	10.47
	130 — 135	57.82	50.78	4.15	0.56	0.50	0.20	1.50	0.90	840.73	40.60	7.00	8.93	4.95	15.90	14.50
245-Г	12 — 17	90.17	83.63	3.76	0.37	0.29	0.11	1.89	0.72	1384.60	36.75	4.62	5.18	2.72	20.02	11.59
	37 — 42	73.17	67.10	3.39	0.40	0.25	0.19	1.38	0.59	1110.93	33.15	5.00	4.47	4.70	14.62	9.51
	125 — 130	70.00	65.45	2.76	0.32	0.20	0.07	1.34	0.56	1083.61	27.00	4.00	3.57	1.70	14.20	9.02

Таблица 4

«Рациональный» анализ

Растворилось в миллимолях на 100 г прокаленной почвы

№ разреза	Глубина образца в см	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
3-Р	5 — 10	278.18	81.50	23.10	3.93	22.26	9.24	2.59
	40 — 45	408.28	132.05	42.95	3.57	40.52	19.10	4.69
	80 — 90	383.28	133.15	43.10	6.61	47.92	18.13	3.22
95-Р	5 — 10	107.78	30.45	9.69	1.24	5.19	8.88	3.10
	40 — 45	238.41	69.05	25.35	1.96	20.50	10.89	3.74
	95 — 100	162.56	64.35	22.30	2.87	17.55	12.07	2.91
34-Р	40 — 45	340.57	92.40	19.25	4.46	23.27	10.34	2.79
	115 — 120	355.13	109.85	37.34	8.03	45.02	21.37	2.12
19-Р	20 — 25	19.54	5.45	1.07	0.54	0.00	0.65	0.81
	60 — 65	73.70	22.10	0.64	2.85	0.00	0.05	0.49
	95 — 100	20.04	12.35	5.13	4.10	0.50	0.00	0.63
148-Г	4 — 9	203.48	96.40	19.93	0.56	21.51	11.33	0.98
	25 — 30	371.36	181.80	24.43	1.79	33.60	21.93	1.14
	130 — 135	303.47	120.35	31.80	14.79	33.90	21.70	1.63
245-Г	12 — 17	62.92	45.74	4.07	2.32	3.96	3.16	0.21
	37 — 42	213.07	95.32	23.12	3.75	19.30	13.20	1.33
	125 — 130	215.56	95.01	24.40	4.29	15.13	15.52	1.47

и вычисленных старым методом («по Коссовичу») в предположении неподвижности всей кремнекислоты.

Сопоставление этих двух приемов показывает, что способ вычисления *EA*-коэффициентов по кварцу имеет ряд несомненных преимуществ и во многих случаях значительно меняет характеризуемую им картину передвижения составных элементов минеральной части.

Во-первых, — и это главное, — используя в качестве неподвижного «свидетеля» кварц, мы получаем показатели, характеризующие передвижение связанной кремнекислоты, благодаря чему последняя находит свое место в общей картине передвижения отдельных элементарных окислов.

Во-вторых, это обстоятельство — разделение кремнекислоты на связанную и свободную (кварц) — резко меняет показатель *EA* в верхних горизонтах в сторону его увеличения, тем самым изменяя представление о степени развития подзолистого процесса. Что же касается коэффициента $EA_м$, то таковой в некоторых случаях меняется очень резко, в некоторых же остается почти без изменения.

В-третьих, благодаря той же причине показатели *EA* и $EA_м$ в горизонте В не только меняют свою величину, но в некоторых случаях даже свой знак, т. е. уже коренным образом изменяют представление о сумме тех процессов, которые привели к образованию данного горизонта. Это изменение знака распространяется, в частности, и на кремнезем, давая тем самым новое доказательство в пользу высказанного нами ранее (21) утверждения об образовании вторичных алюмосиликатов в горизонтах В. В этом

Таблица 5

Элювиально-аккумулятивные коэффициенты, общие и частные

№ разреза	Глубина образца в см	Частные элювиально-аккумулятивные коэффициенты						Общий элювиально-аккумулятивный коэффициент EA	Элюв.-аккумулятивный коэффициент подвижной части $EA_м$	Число материнской породы M
		SiO_2 алюмосиликатов	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O		
3-Р	5—10	—0.488	—0.562	—0.636	—0.568	—0.679	—0.485	—0.494	—0.388	—0.529	163.3
	40—45	—0.092	—0.111	—0.085	—0.268	—0.194	—0.087	—0.186	—0.077	—0.106	108.2
95-Р	5—10	—0.273	—0.412	—0.597	—0.252	—0.642	—0.346	—0.266	—0.174	—0.354	121.1
	40—45	+0.220	+0.022	+0.283	—0.250	+0.168	+0.030	—0.010	+0.061	+0.123	94.2
34-Р	40—45	—0.318	—0.377	—0.619	—0.537	—0.587	—0.510	—0.270	—0.274	—0.379	137.9
19-Р	20—25	—0.398	—0.415	—0.718	—0.647	—0.959	—0.203	—0.527	—0.124	—0.386	140.0
	60—65	+0.117	+0.111	—0.300	—0.080	—0.253	+0.030	—0.117	+0.036	+0.113	96.5
148-Г	4—9	—0.435	—0.429	—0.541	—0.871	—0.518	—0.431	—0.486	—0.285	—0.461	140.0
	25—30	+0.122	+0.401	—0.197	—0.679	+0.029	+0.039	—0.239	+0.055	+0.091	94.6
245-Г	12—17	—0.442	—0.471	—0.811	—0.254	—0.689	—0.390	—0.119	—0.217	—0.506	127.8
	37—42	—0.028	+0.025	—0.055	+0.018	+0.387	—0.089	+0.010	—0.027	—0.062	102.8

Таблица 6

Элювиально-аккумулятивные коэффициенты, вычисленные в предположении неподвижности кварца и всего кремнезема

№ разреза	Глубина образца в см	Элювиально-аккумулятивный коэффициент			
		Общий		Подвижной части	
		Вычислен в предположении неподвижности			
		кварца	всего кремнезема	кварца	всего кремнезема
3-Р	5—10	—0.388	—0.137	—0.529	—0.394
	40—45	—0.077	—0.021	—0.106	—0.059
95-Р	5—10	—0.174	—0.088	—0.354	—0.385
	40—45	+0.061	—0.012	+0.123	—0.052
34-Р	40—45	—0.274	—0.107	—0.379	—0.327
19-Р	20—25	—0.124	—0.038	—0.386	—0.303
	60—65	+0.036	—0.002	+0.113	—0.016
148-Г	4—9	—0.285	—0.111	—0.461	—0.360
	25—30	+0.055	+0.004	+0.091	+0.013
245-Г	12—17	—0.217	—0.107	—0.506	—0.496
	37—42	—0.027	—0.020	—0.062	—0.087

отношении является очень интересным гориз. 60—65 см разреза 19-Р, в котором при исчислении «по Коссовичу» мы имели незначительный вынос, а при исчислении по кварцу имеем накопление SiO_2 и Al_2O_3.

Переходя к частным коэффициентам EA, прежде всего следует отметить, что при вычислении их по любому способу относительный порядок их, конечно, не меняется, абсолютные же величины меняются сильно; кроме того, среди них появляется SiO_2, занимающий то или иное место. В исследованных нами разрезах имеем в горизонтах А такие ряды, в порядке убывания частных EA-коэффициентов:

$$\text{р.3-Р}\ \frac{MgO}{-0.679} > \frac{Fe_2O_3}{-0.636} > \frac{CaO}{-0.568} > \frac{Al_2O_3}{-0.562} > \frac{Na_2O}{-0.494} > \frac{SiO_2}{-0.488} > \frac{K_2O}{0.485}.$$

$$\text{р.95-Р}\ \frac{MgO}{-0.642} > \frac{Fe_2O_3}{-0.597} > \frac{Al_2O_3}{0.412} > \frac{K_2O}{-0.346} > \frac{SiO_2}{0.273} > \frac{Na_2O}{0.266} > \frac{CaO}{0.252}$$

$$\text{р.34-Р}\ \frac{Fe_2O_3}{-0.619} > \frac{MgO}{-0.587} > \frac{CaO}{0.537} > \frac{K_2O}{-0.510} > \frac{Al_2O_3}{0.377} > \frac{SiO_2}{-0.318} > \frac{Na_2O}{-0.270}$$

$$\text{р.19-Р}\ \frac{MgO}{0.959} > \frac{Fe_2O_3}{-0.718} > \frac{CaO}{-0.647} > \frac{Na_2O}{-0.527} > \frac{Al_2O_3}{-0.415} > \frac{SiO_2}{-0.398} > \frac{K_2O}{-0.203}$$

р.148-Г $\frac{CaO}{-0.871} > \frac{Fe_2O_3}{-0.541} > \frac{MgO}{-0.518} > \frac{Na_2O_3}{-0.486} > \frac{SiO_2}{-0.435} > \frac{K_2O}{-0.431} > \frac{Al_2O_3}{-0.429}$

р.245-Г $\frac{Fe_2O}{-0.811} > \frac{MgO}{-0.689} > \frac{Al_2O_3}{-0.471} > \frac{SiO_2}{-0.442} > \frac{K_2O}{-0.390} > \frac{CaO}{-0.254} > \frac{Na_2O}{-0.119}$

Напомним соответствующий ряд O. Tamm (24), вычисленный им как среднее из нескольких анализов подзолистых почв на одной и той же породе (морене):

$$\frac{MgO}{-0.655} > \frac{Fe_2O_3}{-0.592} > \frac{CaO}{-0.396} > \frac{Al_2O_3}{-0.249} > \frac{SiO_2}{-0.233} > \frac{Na_2O}{-0.223} > \frac{K_2O}{-0.107}$$

Приведенные выше ряды, как можно видеть, в смысле последовательности очень близки к этому последнему ряду, в некоторых случаях (р. 3-Р) точно повторяя его. Те отклонения между рядами, которые на ряду с этим наблюдаются, должны, вероятно, объясняться индивидуальными особенностями в минералогическом составе. Во всяком случае, во всех рядах отчетливо выделяются два окисла: MgO и Fe_2O_3, которые во всех случаях образуют собою пару, что объясняется, вероятно, их совместным нахождением в наиболее легко разрушаемых минералах: цветных и вторичных алюмо-силикатах.

Наиболее колеблющимся является положение CaO, что зависит, вероятно, от того, в какой преобладающей форме он содержится: в цветных минералах (более легко разрушаемая форма) или в плагиоклазах (более стойкая форма).

Что касается численных значений частных *EA*-коэффициентов, то, во-первых, они все выше, чем в ряде О. Тамма. Во-вторых, и в наших рядах они имеют различную изменчивость в пределах ряда. Здесь можно подметить некоторую закономерность. В почвах, развитых на более тяжелых породах, т. е. на таких, где преобладают мелко частичные фракции, как например, разрез 3-Р и 148-Г,—*EA*-коэффициенты дифференцированы значительно менее, достигая высоких значений даже для таких устойчивых окислов, как щелочные металлы. Наоборот, в почвах, развитых на грубых породах, как валунные суглинки, мы имеем гораздо более резкую дифференцировку коэффициентов в пределах одного ряда благодаря тому, что отдельные механические фракции очень неоднородны по своему минералогическому составу, т. е. каждая группа минералов имеет свое преобладание в определенной механической фракции, причем, как правило, чем грубее фракция, тем из более стойких минералов она состоит.

А так как к тому же, чем грубее механическая фракция, тем в меньшей степени (благодаря хотя бы меньшей удельной поверхности) она подвергается дальнейшему выветриванию, тем дальше идет минералогическая дифференцировка фракций и тем больше поэтому дифференцируются частные *EA*-коэффициенты.

В связи с этим представляется интересным отметить поведение разреза 19-Р, в котором Na_2O занял место выше Al_2O_3 рядом с CaO, с которым он, вероятно, органически связан в плагиоклазах.

Следует отметить еще один факт, вытекающий из данных, приведенных в табл. 5. Если мы сравним между собою величины EA_{μ} в разных разрезах, то увидим, что между выражаемым этими величинами развитием подзолистого процесса и механическим составом прямой функциональной зависимости нет. В самом деле, разрезы 95-Р и 148-Г сделаны: первый — на грубом валунном суглинке, второй — на тяжелой безвалунной глине; разрез 19-Р сделан на крупнозернистом песке. Между тем величины *EA* имеют значения достаточно близкие:—0.354 и—0.461 для первых двух и —0.379 для третьего.

Наконец, нужно отметить еще одну любопытную закономерность. В следующей табл. 7 приводится состав главного остатка с подразделением его на кварц и остальные минералы.

Таблица 7

Общее количество и состав главного остатка в процентах от веса прокаленной почвы

№ разреза	Глубина образца в см	Содержание главного остатка	Содержание кварца	Содержание остальных минералов
3-Р	5—10	69.26	43.55	25.71
	80—90	51.46	26.71	24.75
95-Р	5—10	88.06	61.21	26.85
	95—100	77.50	50.54	26.96
34-Р	40—45	64.16	38.14	26.02
	115—120	56.29	27.68	28.61
19-Р	20—25	97.45	77.53	19.92
	95—100	96.72	67.94	18.78
148-Г	4—9	72.72	53.35	19.37
	130—135	57.82	38.14	19.68
245-Г	12—17	90.17	71.20	18.97
	124—130	70.00	55.70	14.30

В этой таблице прежде всего бросается в глаза близкое сходство в содержании «остальных минералов» в главном остатке, в элювиальном горизонте и в материнской породе. Под «остальными минералами» нужно, повидимому, понимать почти исключительно полевые шпаты, которые составляют 85—90% всей этой суммы. Близость величин содержания их в элювиальном горизонте и материнской породе говорит о том, что элювиальный коэффициент для этой группы минералов очень близок к общему элювиальному коэффициенту *EA* всего горизонта в целом и что, следовательно, остальная группа минералов, которая составляет часть, растворимую в трехкислотной смеси, обладает, наоборот, элювиальным

коэффициентом более высоким. Сама по себе разница в величинах этих элювиальных коэффициентов не представляет ничего удивительного: группу полевых шпатов (щелочных) принято считать наиболее устойчивой. Но устойчивость их в данном случае может вызываться двоякой причиной: во-первых (и это и есть общепринятый взгляд), устойчивость по отношению к химическому выветриванию может зависеть от их внутренних свойств; во-вторых, она может быть кажущейся и зависеть от того, что благодаря своей механической прочности полевые шпаты преимущественно находятся в более крупных фракциях, т. е. обладают меньшей суммарной поверхностью, вследствие чего абсолютная скорость их выветривания будет меньшей, чем для группы остальных минералов, входящих в более дисперсные фракции.

Чем вызывается такая закономерность — равенство элювиальных коэффициентов группы полевых шпатов и всего элювиального горизонта в целом, — для нас пока неясно, хотя вместе с тем, несмотря на малое количество фактов (5 разрезов из 6), трудно принять ее за случайное совпадение. Кроме этой закономерности, из цифр табл. 7 вытекает еще одно следствие: очень близкое содержание полевых шпатов в разных материнских породах. Если вспомнить, что среди этих 6 разрезов мы имеем два — на ленточных глинах, два — на валунном суглинке, один — на безвалунной глине и один — на крупнозернистом песке, то такая близость в содержании в них полевых шпатов говорит вообще о большом однообразии минералогического состава.

Существенными недостатками наших данных (свойственными, впрочем, почти всем существующим работам) является отсутствие определений объемного веса, во-первых, и прерывистость взятия почвенных образцов, во-вторых. Совокупность этих двух отрицательных обстоятельств препятствует составлению общей количественной картины передвижения отдельных окислов из одного горизонта в другой, т. е. общего представления о развитии почвообразовательного процесса в данном почвенном профиле. Между тем подобное представление должно быть конечной целью генетического изучения почвенного профиля (как некоторого суммарного результата развития почвы к данному моменту).

В частности, первое из указанных выше отрицательных обстоятельств препятствует нам в настоящее время сделать какие-либо заключения о формировании горизонтов в исследованных нами почвах, так как без знания объемных весов мы не можем судить о том, в какой мере вычисленные коэффициенты являются кажущимися или действительными в условиях несомненно существующего наложения друг на друга элювиального, иллювиального и метаморфического процессов.

Все генетические исследования обязательно должны сопровождаться как определением объемного веса, так и непрерывностью образцов, подвергаемых анализу. Выполнение этих двух условий должно значительно расширить наши представления о почвообразовательных процессах вообще и о подзолообразовании в частности.

6. Степень подзолистости и механический состав

В одной из наших предыдущих работ (20) мы пытались использовать данные механического анализа для выяснения некоторых черт подзолообразовательного процесса. Теперь мы хотим несколько развить эти попытки и постараться проследить, как меняется механический состав при подзолистом процессе.

В основу дальнейших рассуждений положим следующие допущения:

1) первоначальную однородность всей толщи материнской породы,

2) отсутствие агрегатообразования,

3) отсутствие изменений в составе материнской породы за все время почвообразовательного процесса.

Кроме этих трех допущений, вводим еще четвертое: будем представлять себе, что изменение механического состава выражается в постепенном отрыве, вследствие соответствующих химических реакций, молекул с поверхности частиц, без раздробления последних. При таком допущении скорость выветривания, т. е. количество вещества, переходящего в тот или иной раствор, будет пропорционально поверхности отдельной частицы (или их суммарной поверхности), а радиус частиц будет за некоторый данный промежуток времени изменяться на одну и ту же абсолютную величину, независимо от размеров частицы. При рассмотрении интересующего нас вопроса необходимо иметь представление о числе частиц, заключающихся в той или иной фракции данной почвы. Поэтому прежде, чем приступить к дальнейшему изложению, посмотрим, как может быть определено число частиц в какой-либо механической фракции.

Пусть мы имеем какую-либо фракцию с границами радиусов частиц $Ri < R_{i+1}$ и знаем, что ее процентное содержание в данной почве или породе равно P. Пусть удельный вес породы равен δ. Для того чтобы вычислить количество частиц, заключающихся в P граммах данной породы, сделаем допущение, что в пределах этой фракции радиусы частиц представляют собою члены арифметической прогрессии,[1] т. е. если в этой фракции имеется $(n+1)$ частиц, то радиус каждой из них отличается от радиусов двух соседних частиц на величину

$$r = \frac{R_{i-1} - R_i}{n} \qquad (I)$$

[1] По поводу этого допущения следует сказать следующее. В общем случае оно, конечно, не соответствует тому, что наблюдается в природе. Но отклонения от распределения радиусов по арифметической прогрессии должны, вероятно, встречаться в обе стороны. Поэтому можно думать, что чем дробнее сделан механический анализ (т. е. чем совершеннее вскрыты и разложены все сгущения и разрежения на кривой распределения), тем наше допущение ближе к истине. Применение геометрической прогрессии не дает существенных отличий по сравнению с арифметической, так как знаменатель геометрической прогрессии получается очень близким к единице, и геометрическая прогрессия поэтому превращается почти в арифметическую. При использовании данных механического анализа необходимо еще иметь в виду, что и насыщение почвы ионом натрия не приводит еще к полной дезагрегации частиц.

Вычислим суммарный объем этих частиц.

Обозначим объемы отдельных частиц через V_1, V_2, V_3..... V_{n+1}, а их суммарный объем через V_0.

Очевидно, что:

$$V_1 + V_2 + V_3 + \ldots\ldots V_{n+1} = V_0 \qquad (II)$$

Тогда:

$$V_1 = \frac{4}{3}\pi R_i^3 \qquad = \frac{4}{3}\pi R$$

$$V_2 = \frac{4}{3}\pi (R_i + r)^3 \qquad = \frac{4}{3}\pi (R_i^3 + 3R_i^2 r + 3R_i r^2 + r^3)$$

$$V_3 = \frac{4}{3}\pi (R_i + 2r)^3 \qquad = \frac{4}{3}\pi (R_i^3 + 6R_i^2 r + 12R_i r^2 + 8r^3)$$

$$V_4 = \frac{4}{3}\pi (R_i + 3r)^3 \qquad = \frac{4}{3}\pi (R_i^3 + 9R_i^2 r + 27R_i r^2 + 27r^3)$$

. . . . . .

. . . . . .

$$V_k = \frac{4}{3}\pi [R_i + (k-1)r]^3 = \frac{4}{3}\pi [R^3 + 3(k-1)R_i^2 r + 3(k-1)^2 R_i r^2 + (k-1)^3 r^3]$$

. . . . . .

. . . . . .

$$V_{n+1} = \frac{4}{3}\pi (R_i + nr)^3 \qquad = \frac{4}{3}\pi (R_i^3 + 3nR_i^2 r + 3n^2 R_i r^2 + n^3 r^3)$$

Складывая эти равенства почленно, получаем:

$$V_0 = \frac{4}{3}\pi [(n+1)R_i^3 + 3(1+2+3+\cdots n)R_i^2 r + 3(1^2+2^2+\cdots+n^2)R_i r^2 + (1^3+2^3+3^3+\cdots+n^3)r^3]$$

Принимая во внимание, что вообще говоря:

$$1+2+3+\cdots+n = \frac{n(n+1)}{2},$$

$$1^2+2^2+3^2+\cdots+n^2 = \frac{n(n+1)(2n+1)}{6}$$

и $$1^3+2^3+3^3+\cdots+n^3 = \frac{n^2(n+1)^2}{4}$$

и подставляя эти выражения в формулу для V_0, имеем:

$$V_0 = \frac{4}{3}\pi \left[(n+1)R_i^3 + 3\frac{n(n+1)}{2}R_i^2 r + 3\frac{n(n+1)(2n+1)}{6}R_i r^2 + \frac{n^2(n+1)^2}{4}r^3\right],$$

или:

$$V_0 = \frac{4}{3}\pi (n+1)\left[R_i^3 + \frac{3}{2}nR_i^2 r + \frac{1}{2}n(2n+1)R_i r^2 + \frac{1}{4}n^2(n+1)r^3\right].$$

Так как: $r = \frac{R_{i+1} - R_i}{n}$, то, подставляя это выражение в последнюю формулу, имеем:

$$V_0 = \frac{4}{3}\pi (n+1)\left[R_i^3 + \frac{3}{2}nR_i^2\frac{R_{i+1}-R_i}{n} + \frac{1}{2}n(2n+1)R_i\frac{(R_{i+1}-R_i)^2}{n^2} + \frac{1}{4}n^2(n+1)\frac{(R_{i+1}-R_i)^3}{n^3}\right],$$

откуда после сокращений имеем:

$$V_0 = \frac{4}{3}\pi (n+1)\left[R_i^3 + \frac{3}{2}R_{i+1}^2(R_{i+1}-R_i) + \frac{1}{2}\frac{2n+1}{n}R_i(R_{i+1}-R_i)^2 + \frac{1}{4}\frac{n+1}{n}(R_{i+1}-R_i)^3\right];$$

приводим к одному знаменателю, выносим его за скобки и раскрываем скобки у выражения $(R_{i+1} - R_i)$:

$$V_0 = \frac{4}{3}\pi\frac{n+1}{4n}[4nR_{i+1}^3 + 6nR_{i+1}R_i - 6nR_i^3 + 4nR_{i+1}^2 R_i - 8nR_{i+1}R_i^2 + 4nR_i^3 + 2nR_{i+1}^2 R_i - 4R_{i+1}R_i^2 + 2R_i^3 + nR_{i+1}^3 - 3nR_{i+1}^2 R_i + 3nR_{i+1}R_i^2 - nR_i^3 + R_{i+1}^3 - 3R_{i+1}^2 R_i + 3R_{i+1}R_i^2 - R_i^3].$$

Приводя подобные члены в многочлене, стоящем в квадратных скобках, приходим к такому выражению:

$$V_0 = \frac{\pi(n+1)}{3n}[R_i^3(n+1) + R_i^2 R_{i+1}(n-1) + R_i R_{i+1}^2(n-1) + R_{i+1}^3(n+1)],$$

откуда:

$$V_0 = \frac{\pi}{3}\cdot n\left(1+\frac{1}{n}\right)\left[R_i^3\left(1+\frac{1}{n}\right) + R_i^2 R_{i+1}\left(1-\frac{1}{n}\right) + R_i R_{i+1}^2\left(1-\frac{1}{n}\right) + R_{i+1}^3\left(1+\frac{1}{n}\right)\right]$$

Так как величина n всегда очень велика, то величиною $\frac{1}{n}$ мы можем пренебречь без большой погрешности, и будем иметь:

$$V_0 = \frac{\pi}{3}n[R_i^3 + R_i^2 R_{i+1} + R_i R_{i+1}^2 + R_{i+1}^3],$$

или:

$$V_0 = \frac{\pi}{3}n(R_i^2 + R_{i+1}^2)(R_i + R_{i+1}) \qquad (III),$$

откуда:

$$n = \frac{3V_0}{\pi(R_i^2 + R_{i+1}^2)(R_i + R_{i+1})} \qquad (IV)$$

А так как:

$$V_0 = \frac{P}{\delta}, \qquad (V)$$

то:

$$n = \frac{3P}{\pi\delta(R_i^2 + R_{i+1}^2)(R_i + R_{i+1})} \qquad (VI)$$

Формула (VI) позволяет нам вычислить количество частиц в любой фракции, зная процентное содержание последней в почве и размеры радиусов, ограничивающих данную фракцию.

Вернемся теперь к изменению механического состава при подзолообразовании.

Представим себе подзолистый горизонт некоторой почвы с элювиально-аккумулятивным коэффициентом EA и материнским числом $M = \frac{100}{1-EA}$. Пусть механический состав материнской породы этой почвы будет:

Радиусы фракций в см	% содержание частиц	Число частиц в 100 г	Число частиц в M граммах
0—R_1	q_1	m_1	$m_1 \frac{M}{100}$
R_1—R_2	q_2	m_2	$m_2 \frac{M}{100}$
R_2—R_3	q_3	m_3	$m_3 \frac{M}{100}$
. . . .	. . . .	. . . .	. . . .
. . . . .	. . . .	. . . .	. . . .
R_i—R_{i+1}	q_{i+1}	m_{i+1}	$m_{i+1} \frac{M}{100}$
. . . .	. . . .	. . . .	. . . .
. . . .	. . . .	. . . .	. . . .
R_{k-1}—R_k	q_k	m_k	$m_k \frac{M}{100}$

Последняя колонка этой таблицы представляет собою число частиц в M граммах материнской породы, т. е. в том ее количестве, из которого образовалось 100 г подзолистого горизонта.

Вспомнив сделанное выше допущение о том, что радиусы всех частиц в процессе подзолообразования уменьшаются на одну и ту же величину,

и обозначив эту величину через C, покажем, как она может быть вычислена.

Возьмем фракцию $R_{i+1}-R_i$, где $R_{i+1} > R_i$. Число частиц в этой фракции будет: $m_{i+1}\frac{M}{100}$. Положив для удобства $m_{i+1}\frac{M}{100} = m$, обозначим объемы частиц с уменьшенными в результате оподзоливания радиусами через:

$$V_1' V_2' \ldots V_{m+1}',$$

и положив:

$$\frac{R_{i+1} - R_i}{m} = r,$$

будем иметь:

$$V_1' = \frac{4}{3}\pi(R_i - C)^3 = \frac{4}{3}\pi[R_i^3 - 3R_i^2C + 3R_iC^2 - C^3]$$

$$V_2' = \frac{4}{3}\pi(R_i + r - C)^3 = \frac{4}{3}\pi[(R_i + r)^3 - 3(R_i + r)^2C + 3(R_i + r)C^2 - C^3]$$

$$V_3' = \frac{4}{3}\pi(R_i + 2r - C)^3 = \frac{4}{3}\pi[(R_i + 2r)^3 - 3(R_i + 2r)^2C + 3(R_i + 2r)C^3 - C^3]$$

. . . . . .

А так как:

$$2+4+6+\cdots+2m=\frac{2m+2}{2}\cdot m=(m+1)\,m$$

$$1^2+2^2+3^2+\cdots+m^2=\frac{m\,(m+1)\,(2m+1)}{6}$$

и

$$1+2+3+\cdots+m=\frac{m+1}{2}\,m,$$

то:

$$V_0'=V_0-4\pi C\left[(m+1)\,R_i^2+(m+1)\,mR_ir+\frac{m\,(m+1)\,(2m+1)}{6}r^2\right]+$$

$$+4\pi C^2\left[(m+1)\,R_i+\frac{(m+1)\,m}{2}r\right]-\frac{4}{3}\pi\,(m+1)\,C^3,$$

или:

$$V_0'=V_0-4\pi C\,(m+1)\left[R_i^2+mR_ir+\frac{m\,(2m+1)}{6}r^2\right]+$$

$$+4\pi C^2\,(m+1)\left[R_i+\frac{m}{2}r\right]-\frac{4}{3}\pi\,(m+1)\,C^3;$$

подставляя в это выражение равенство:

$$r=\frac{R_{i+1}-R_i}{m},$$

получаем:

$$V_0'=V_0-4\pi C\,(m+1)\left[R_i^2+\frac{R_{i+1}}{m}R_i\,mR_i+\frac{m\,(2m+1)}{6}\cdot\frac{(R_{i+1}-R_i)^2}{m^2}\right]+$$

$$+4\pi C^2\,(m+1)\left[R_i+\frac{m}{2}\frac{R_{i+1}-R_i}{m}\right]-\frac{4}{3}\pi\,(m+1)\,C^3.$$

Произведя необходимые сокращения, раскрыв скобки во втором члене и приведя его к одному знаменателю, получим:

$$V_0'=V_0-\frac{4\pi C\,(m+1)}{6m}[6mR_i^2+6mR_{i+1}R_i-6mR_i^2+2mR_{i+1}^2+2mR_i^2-$$

$$-4mR_{i+1}R_i+R_{i+1}^2+R_i^2-2R_{i+1}R_i]+4\pi C^2\frac{m+1}{2}[2R_i+R_{i+1}-R_i]-$$

$$-\frac{4}{3}\pi\,(m+1)\,C^3;$$

приводя подобные члены, получим:

$$V_0'=V_0-4\pi C\frac{m+1}{6m}[R_i^2\,(2m+1)+R_{i+1}^2\,(2m+1)+R_{i+1}R_i\,(2m-2)]+$$

$$+4\pi C^2\cdot\frac{m+1}{2}[R_{i+1}+R_i]-\frac{4}{3}\pi\,(m+1)\,C^3,$$

или:

$$V_0'=V_0-4\pi Cm\left(\frac{1}{3}+\frac{1}{3m}\right)\left[R_i^2\left(1+\frac{1}{2m}\right)+R_{i+1}^2\left(1+\frac{1}{2m}\right)+\right.$$

$$\left.+R_{i+1}R_i\left(1-\frac{1}{m}\right)\right]+4\pi C^2m\left(\frac{1}{2}+\frac{1}{2m}\right)\left(R_{i+1}+R_i\right)-\frac{4}{3}\pi m\left(1+\frac{1}{m}\right)C^3.$$

Так как величина m является всегда очень большой, то величиной $\frac{1}{m}$ мы можем пренебречь, и тогда получаем:

$$V_0'=V_0-\frac{4\pi Cm}{3}(R_i^2+R_{i+1}^2+R_iR_{i+1})+\frac{4\pi C^2m}{2}(R_i+R_{i+1})-\frac{4\pi m}{3}C^3,$$

или:

$$V_0'=V_0-\frac{4\pi m}{3}\left[(R_i^2+R_{i+1}^2+R_iR_{i+1})C-\frac{3}{2}(R_i+R_{i+1})C^2+C^3\right].$$

Обозначив через U_i величину уменьшения объема фракции, имеем:

$$U_i=V_0-V_0';$$

подставив в правую часть этого равенства только что полученное выражение для V_0', имеем:

$$U_i=V_0-\left\{V_0-\frac{4\pi m}{3}\left[(R_i^2+R_{i+1}^2+R_iR_{i+1})C-\frac{3}{2}(R_i+R_{i+1})C^2+C^3\right]\right\},$$

или:

$$U_i=\frac{4\pi m}{3}\left[(R_i^2+R_{i+1}^2+R_iR_{i+1})C-\frac{3}{2}(R_i+R_{i+1})C^2-C^3\right].$$

Составив уравнения для величин U для каждой фракции и сложив их почленно, получим:

$$\sum_{i=1}^{i=k}U_i=U_0=\alpha C-\beta C^2+\gamma C^3,$$

где:

$$\alpha=\frac{4\pi}{3}\left[m_1\frac{M}{100}R_1^2+m_2\frac{M}{100}(R_1^2+R_2^2+R_1R_2)+m_3\frac{M}{100}(R_2^2+R_3^2+R_2R_3)+\right.$$

$$\left.+\cdots+m_k\frac{M}{100}(R_{k-1}^2+R_k^2+R_{k+i}R_k)\right];$$

$$\beta=2\pi\left[m_1\frac{M}{100}R_1+m_2\frac{M}{100}(R_1+R_2)+m_3\frac{M}{100}(R_2+R_3)+\right.$$

$$\left.+\cdots+m_k\frac{M}{100}(R_{k-1}+R_k)\right];$$

$$\gamma=\frac{4\pi}{3}\left(m_1\frac{M}{100}+m_2\frac{M}{100}+m_3\frac{M}{100}+\cdots+m_k\frac{M}{100}\right)=$$

$$=\frac{4\pi}{3}\cdot\frac{M}{100}(m_1+m_2+\cdots+mk);$$

а так как:

$$U_0 = \frac{M-100}{\delta},$$

то:

$$aC - \beta C^3 + \gamma C^3 = \frac{M-100}{\delta} \qquad \text{(VII)}$$

Решив это уравнение, мы находим величину C.

Количество частиц в каждой данной фракции в процессе оподзоливания претерпевает следующие изменения: во-первых, оно уменьшается за счет того, что некоторое количество частиц переходит в соседнюю, более мелкую фракцию. Во-вторых, оно увеличивается за счет поступления в данную фракцию некоторого количества частиц из соседней, более крупной фракции.

Если мы возьмем фракцию в материнской породе с предельными радиусами R_{i+1} и R_i, где $R_{i+1} > R_i$, то очевидно, что эту фракцию мы можем разделить по размерам частиц на две части: от R_{i+1} до $(R_i + C)$ и от $(R_i + C)$ до R_i. Вторая из этих частей перейдет при оподзоливании в соседнюю, более мелкую фракцию, и число частиц в этой части составит очевидно:

$$m_{i+1}\frac{M}{100}\cdot\frac{C}{R_{i+1}-R_i},$$

ибо правильность арифметической прогрессии не нарушается от того, что все члены ее уменьшаются на одну и ту же величину C.

Количество частиц, поступающих в данную фракцию из соседней, более крупной, выражается аналогичным образом:

$$m_{i+2}\frac{M}{100}\cdot\frac{C}{R_{i+2}-R_{i+1}}.$$

Количество частиц m'_{i+1}, которые окажутся в данной фракции после этих изменений, будет:

$$m'_{i+1} = m_{i+1}\frac{M}{100}\cdot\frac{R_{i+1}-C}{R_{i+1}-R_i} + m_{i+2}\frac{M}{100}\cdot\frac{C}{R_{i+2}-R_{i+1}}. \qquad \text{(VIII)}$$

Последнее уравнение вместе с уравнением (VI) позволит нам вычислить объем, а следовательно, и массу каждой фракции после того, как материнская порода превратится в элювиальный горизонт.

Остаточная часть фракции, с числом частиц:

$$m_{i+1}\frac{M}{100}\cdot\frac{R_{i+1}-C}{R_{i+1}-R_i}$$

будет, очевидно, содержать частицы с предельными радиусами $(R_{i+1}-C)$ и R_i.

Подставив все эти величины в формулу (III), мы получим объем остаточной части фракции; обозначив его через A, получим:

$$A = \frac{\pi}{3}m_{i+1}\frac{M}{100}\cdot\frac{R_{i+1}-C}{R_{i+1}-R_i}[(R_{i+1}-C)^2 + R_i^2][(R_{i+1}-C) + R_i].$$

Частицы, перешедшие в данную фракцию из соседней, более крупной, число которых составляет:

$$m_{i+2}\frac{M}{100}\frac{C}{R_{i+2}-R_i},$$

будут иметь предельные радиусы $(R_{i+1}-C)$ и R_{i+1}.

Подставив эти выражения в формулу (III), мы получим суммарный объем частиц, перешедших в данную фракцию из соседней, более крупной.

Обозначив этот объем через B, получим:

$$B = \frac{\pi}{3}m_{i+2}\frac{M}{100}\frac{C}{R_{i+2}-R_{i+1}}[(R_{i+1}-C)^2 + R_{i+1}^2][(R_{i+1}-C) + R_{i+1}].$$

Суммарный новый объем фракции W_i выразится:

$$W_i^3 A + B = \frac{\pi}{3}m_{i+1}\frac{M}{100}\frac{R_{i+1}-C}{R_{i+1}-R_i}[(R_{i+1}-C)^2 + R_i^2][(R_{i+1}-C) + R_i] +$$

$$+\frac{\pi}{3}m_{i+2}\frac{M}{100}\cdot\frac{C}{R_{i+2}-R_{i+1}}[(R_{i+1}-C)^2 + R_{i+1}^2][(R_{i+1}-C) + R_{i+1}] \qquad \text{(IX)}$$

Вычислив величины W_i для всех фракций и умножив их на δ, мы получим, так сказать, теоретический механический состав элювиального горизонта, покоящийся на всех указанных выше допущениях (поверкой правильности вычислений служит сумма, которая должна равняться 100). Сопоставляя его с действительным механическим составом элювиального горизонта, мы можем составить себе представление, с одной стороны, о том, насколько правильно было допущение о равновеликости величины C для всех частиц, с другой стороны, — насколько механический состав современного элювиального горизонта был близок к механическому составу того современного горизонта, который мы принимаем за неизменную материнскую породу.

Нам остается еще вывести формулу для вычисления суммарной поверхности частиц.

Возьмем фракцию с предельными радиусами частиц R_{i+1} и R_i и числом частиц $n+1$.

Попрежнему положим:

$$r = \frac{R_{i+1}-R_i}{n}.$$

Обозначив через S_1, $S_2 \ldots S_{n+1}$ поверхность отдельных частиц, а через S их сумму, имеем:

$$S_1 = 4\pi R_i^2 \qquad = 4\pi R_i^2$$
$$S_2 = 4\pi (R_i + 2)^2 \qquad = 4\pi (R_i^2 + 2R_i r + r^2)$$
$$S_3 = 4\pi (R_i + 2r)^2 \qquad = 4\pi (R_i^2 + 4R_i r + 4r^2)$$
$$\ldots\ldots\ldots \qquad \ldots\ldots\ldots$$
$$\ldots\ldots\ldots \qquad \ldots\ldots\ldots$$
$$S_{n+1} = 4\pi (R_i + nr)^2 = 4\pi [R_i^2 + 2nR_i r = n^2 r^2].$$

Суммируя эти равенства почленно, получим:

$$S = 4\pi \left[(n+1) R_i^2 + (n+1)\, n\, R_i r + \frac{n(n+1)(2n+1)}{6} r^2 \right],$$

подставляя

$$r = \frac{R_{i+1} - R_i}{n},$$

получим:

$$S = 4\pi (n+1) \left[R_i^2 + nR_i \frac{R_{i+1} - R_i}{n} + \frac{n(2n+1)}{6} \cdot \frac{(R_{i+1} - R_i)^2}{n^2} \right],$$

или:

$$S = 4\pi (n+1) \left[R_1^2 + R_i (R_{i+1} - R_i) + \frac{2n+1}{6n} (R_{i+1} - R_i)^2 \right],$$

или:

$$S = 4\pi n \left(1 + \frac{1}{n}\right) \left[R_i^2 + R_i (R_{i+1} - R_i) + \frac{1}{3} (R_{i+1} - R_i)^2 + \frac{1}{6n} (R_{i+1} - R_i)^2 \right].$$

Пренебрегая, как и раньше, величиной $\frac{1}{n}$ и приводя к одному знаменателю, имеем:

$$S = \frac{4\pi}{3} n [3R_i^2 + 3R_i R_{i+1} - 3R_i^2 + R_{i+1}^2 + R_i^2 - R_{i+1} R_i],$$

или:

$$S = \frac{4\pi n}{3} (R_{i+1} + R_i)^2.$$

Подставляя в последнее равенство величину n из уравнения (VI):

$$n = \frac{3P}{\pi\delta (R_{i+1}^2 + R_i^2)(R_{i+1} + R_i)},$$

имеем:

$$S = \frac{4P}{\delta} \cdot \frac{(R_{i+1} + R_i)}{(R_{i+1}^2 + R_i^2)} \qquad (X)$$

Последняя формула позволяет нам вычислить суммарную поверхность частиц в любой фракции.

Перейдем теперь к рассмотрению конкретных примеров приложений всех этих формул.

В нашем распоряжении находится всего три разреза, для которых имеются как величины элювиально-иллювиальных коэффициентов, так и довольно дробный и полный механический анализ. Это — разрезы 3-Р, 95-Р и 34-Р, EA — коэффициенты для которых приведены выше (табл. 5), а данные механического анализа были приведены в одной из предыдущих работ (20).

Так как вычисления по выше выведенным формулам являются довольно громоздкими, то мы приведем только их результаты (табл. 8 и 9).

В табл. 8 дается механический состав и число частиц в каждой фракции для всех трех разрезов на 100 г прокаленной почвы. Кроме того, дается число частиц по фракциям же на M граммов почвы.

В табл. 9 приводится величина C, последовательные вычисления теоретического состава элювиального горизонта и сопоставление его с действительным составом того же горизонта. По поводу этих данных надо заметить следующее. При вычислении C последнее приходится вести путем последовательных приближений не только в смысле общего метода решения уравнений высших степеней, но и в том отношении, что первое полученное решение, с каким бы приближением оно ни было сделано, не дает истинной величины. Поясним это примером. В разрезе 3-Р величина C оказалась равной 140.10^{-7} см. Учитывая, что предельный радиус самой мелкой фракции равен $100—10^{-7}$ см, мы видим, что вся эта фракция, а также некоторая часть следующей, более крупной, целиком исчезает в процессе подзолообразования. Поэтому, если мы применим механически уравнение (VII), то получим в нем в скрытом виде отрицательные величины объемов, которые в природе в действительности не существуют. При этом величина C получается чрезмерно большой. Поэтому, получив первое значение C путем применения уравнения (VII), мы определяем размеры тех фракций, которые при этом полностью исчезают, а также долю (по числу частиц и предельным радиусам) соседней более крупной фракции, которая исчезает частично. В случае разреза 3-Р первое значение C оказалось величиной порядка 200.10^{-7}. Следовательно, исчезает вся первая фракция и часть второй. Внеся в уравнение (VII) соответствующую поправку в коэффициенты α, β и γ путем отбрасывания в составляющих их многочленах первого члена, соответствующего первой фракции, а также уменьшив величину $\frac{M-100}{\delta}$ на величину объема 1-й фракции, получаем новое уравнение, из которого вычисляем второе приближенное значение величины C; несколько меньшее, чем первое. Исходя из него, снова вносим аналогичные поправки за счет той доли 2-й фракции, которая исчезает вовсе, и, получив новое уравнение, вычисляем из него третье приближенное значение C. Этих трех приближений обычно оказывается достаточно.

Второе замечание относится к вычислению теоретического механического состава элювиального горизонта. При вычислении числа частиц в

1-й фракции нужно, как это понятно само собой, брать не все число частиц, переходящих в 1-ю фракцию из 2-й, но лишь долю их, равную $\frac{R^1}{C}$, так как остальная доля, равная C—R$_n$, исчезает вовсе.

Рассматривая данные табл. 8, мы можем заметить следующее. Общее число частиц в 100 г почвы (любого горизонта) определяется почти целиком числом частиц в самой мелкой фракции, так как число частиц в отдельных фракциях, примерно, представляет собою геометрическую прогрессию со знаменателем 10. Благодаря этому, в результате оподзоливания, когда вся мелкая фракция исчезает, мы имеем резкое снижение числа частиц: в 20 раз в разрезе 3-Р и в 42 раза—в разрезе 95-Р. Разреза 34 мы пока не касаемся, так как в нем мы имеем, повидимому, иные явления.

Сопоставляя общее число частиц в 100 г материнской породы в разрезах 3-Р и 95-Р, мы видим, что, хотя эти породы резко различаются по механическому составу, общее число частиц в них одного порядка 48.10^{14} и 26.10^{14}. Наоборот, в элювиальных горизонтах эти величины разнятся значительно больше: 38.10^{13} и 7.10^{13}. Это объясняется, во-первых, опять-таки превалирующим значением числа частиц в мелкой фракции, а во-вторых, числом частиц в соседней, более крупной фракции, которая служит, так сказать, поставщиком мелкой фракции при образовании элювиального горизонта.

Переходя к табл. 9, остановимся на величине C в разрезах 3-Р и 95-Р. Прежде всего бросается в глаза почти идеальное равенство этой величины в обоих разрезах: 140.10^{-7} и 138.10^{-7}. Принимая во внимание резко различный механический состав материнских пород и различное количественное соотношение в содержании в них отдельных минералов (при близком качественном минералогическом составе), мы ожидали, что и величины C могут оказаться различными. Действительность показывает обратное и тем самым дает в наши руки некоторое доказательство реальности величины C.

Далее следует обратить внимание на сопоставление вычисленного и действительного механических составов элювиальных горизонтов. Для этого служат две последних графы в табл. 9. В этом отношении разрезы 3-Р и 95-Р имеют отличные черты. Во-первых, сумма отклонений вычисленного от действительного составов в разрезе 3-Р в два слишком раза выше, чем в разрезе 95-Р, что указывает на большую неоднородность породы в разрезе 3-Р, чем в разрезе 95-Р. Это явление до известной степени явствует уже из простого сопоставления механического состава элювиального горизонта в материнской породе в разр. 3: в элювиальном горизонте сумма двух крупных фракций составляет 14.29%, а в материнской породе всего лишь 0.27%. Совершенно очевидно, что такого обогащения элювиального горизонта крупной фракции за счет одного только элювиального процесса ожидать нельзя. Если мы вспомним, что разрез 3-Р заложен на ленточной глине, т. е. сортированном слоистом наносе, в то время как разр. 95-Р сделан на валунном суглинке, наносе не сортированном — не слоистом, в котором можно ожидать более совершенного смешения различных

Таблица 8

Механический состав P (в граммах на 100 г прокаленной почвы), число частиц n в 100 г почвы в отдельн. механическ. фракциях, число частиц $n\frac{M}{100}$ в материнск. породе

№ фракции	Диаметр частиц в мм	Радиусы частиц в см	Элювиальн. гориз. P	Элювиальн. гориз. n	Материнская порода P	Материнская порода n	Материнская порода $n\frac{M}{100}$
		Разрез 3-Р	$M = 163.3$				
I	< 0.0002	< 1.10^{-5}	1.01	3636.10^{11}	13.15	47340.10^{11}	77310.10^{11}
II	0.00063— —0.0002	315.10^{-7} — 1.10^{-5}	2.45	1933.10^{10}	8.91	7030.10^{10}	11480.10^{10}
III	0.002 — —0.00063	1.10^{-4} —315.10^{-7}	15.41	3837.10^{9}	21.45	5341.10^{9}	8722.10^{9}
IV	0.0063 — —0.002	315.10^{-6} — 1.10^{-4}	34.34	2709.10^{8}	41.81	3299.10^{8}	5387.10^{8}
V	0.02 — —0.0063	1.10^{-3} —315.10^{-6}	18.75	4669.10^{6}	13.03	3244.10^{6}	5297.10^{6}
VI	0.063 — —0.02	315.10^{-5} — 1.10^{-3}	13.75	1085.10^{5}	1.38	109.10^{5}	178.10^{5}
VII	0.25 — —0.063	125.10^{-4} —315.10^{-5}	4.53	6251.10^{2}	0.11	152.10^{2}	248.10^{2}
VIII	1.0—0.25	5.10^{-2} —125.10^{-4}	9.76	21180	0.16	347	567
Сумма	—	—	100.0	3870.10^{11}	100.0	4810.10^{12}	7855.10^{12}
		Разрез 95-Р	$M = 121.1$				
I	< 0.0002	< 1.10^{-5}	0.20	72.10^{12}	7.22	2599.10^{12}	3147.10^{12}
II	0.00063— 0.0002	315.10^{-7} — 1.10^{-5}	0.40	3156.10^{9}	5.01	39529.10^{9}	47870.10^{9}
III	0.002 — 0.00063	1.10^{-4} —315.10^{-7}	2.49	6200.10^{8}	6.14	18289.10^{8}	22148.10^{8}
IV	0.0063 — —0.002	315.10^{-6} — 1.10^{-4}	6.79	5357.10^{7}	8.26	6517.10^{7}	7892.10^{7}
V	0.02 — —0.0063	1.10^{-3} —315.10^{-6}	16.84	4113.10^{6}	13.21	3289.10^{6}	3983.10^{6}
VI	0.063 — —0.02	315.10^{-5} — 1.10^{-3}	25.38	2002.10^{5}	14.02	1106.10^{5}	1339.10^{5}
VII	0.25 — —0.063	125.10^{-4} —315.10^{-5}	24.50	3381.10^{3}	28.02	3867.10^{3}	4683.10^{3}
VIII	1.0—0.25	5.10^{-2} —125.10^{-4}	23.40	50778	18.12	39320	47617
Сумма	—	—	100.0	7583.10^{10}	100.0	2640.10^{12}	3197.10^{12}
		Разрез 34-Р	$M = 137.9$				
I	< 0.0002	< 1.10^{-5}	8.18	2945.10^{12}	8.58	3089.10^{12}	4260.10^{12}
II	0.00063 0.0002	315.10^{-7} — 1.10^{-5}	6.87	5420.10^{10}	6.37	5026.10^{10}	6931.10^{10}
III	0.002 — 0.00063	1.10^{-4} —315.10^{-7}	10.46	2605.10^{9}	19.82	4935.10^{9}	6814.10^{9}
IV	0.0063 0.002	315.10^{-6} — 1.10^{-4}	18.88	1490.10^{8}	48.04	3790.10^{8}	5217.10^{8}
V	0.02 0.0063	1.10^{-3} —315.10^{-6}	25.01	6227.10^{6}	15.58	3879.10^{6}	5349.10^{6}
VI	0.063 0.02	315.10^{-5} — 1.10^{-3}	22.20	1752.10^{5}	1.32	1041.10^{4}	1435.10^{4}
VII	0.25 0.063	125.10^{-4} —315.10^{-5}	7.11	9812.10^{2}	0.16	221.10^{2}	304.10^{2}
VIII	1.0—0.25	5.10^{-2} —125.10^{-4}	1.29	2799	0.13	282	389
Сумма	—	—	100.0	3002.10^{12}	100.0	3145.10^{12}	4337.10^{12}

Таблица 9

Механический состав — вычисленный и истинный (в граммах на 100 г прокаленной почвы), число частиц — вычисленное и действительное (на 100 г прокаленной почвы) и вычисление изменений в числе частиц в элювиальном горизонте

№ фракции	Число частиц данной фракции материнской породы в грам. породы	Число частиц, которое должно остаться в данной фракции элювиального горизонта	Число частиц, которое переходит в данную фракцию элюв. гориз. из соседней более крупной фракции	Вычислен. общее число частиц в данной фракции элювиального горизонта	Истинное число частиц в данной фракции элювиального горизонта	Вычисленное количест. данной фракции в элювиальном горизонте	Истинное колич. данной фракции в элювиальном горизонте	Разница между вычисленным и истинным содержанием данной фракции в элювиальном горизонте	
								избыток	недостаток
Разрез 3-Р $M = 163.3$ $C = 140.10^{-7}$ см									
I	$77310 \cdot 10^{11}$	6	$742,2 \cdot 10^{11}$	$530,2 \cdot 10^{11}$	$3636 \cdot 10^{11}$	0·15	1·01	+ 0·86	—
II	$11480 \cdot 10^{10}$	$4058 \cdot 10^{10}$	$178,3 \cdot 10^{10}$	$4236 \cdot 10^{10}$	$1933 \cdot 10^{10}$	1·58	2·45	+ 0·87	—
III	$8722 \cdot 10^{9}$	$6939 \cdot 10^{9}$	$35,07 \cdot 10^{9}$	$6974 \cdot 10^{9}$	$3337 \cdot 10^{9}$	19·40	15·41	—	— 3·99
IV	$5387 \cdot 10^{8}$	$5036 \cdot 10^{8}$	$1,86 \cdot 10^{8}$	$5038 \cdot 10^{8}$	$2709 \cdot 10^{8}$	56·72	34·34	—	—22·38
V	$5297 \cdot 10^{6}$	$5111 \cdot 10^{6}$	$0,12 \cdot 10^{6}$	$5111 \cdot 10^{6}$	$4669 \cdot 10^{6}$	19·51	18·75	—	— 0·76
VI	$178 \cdot 10^{5}$	$176,6 \cdot 10^{5}$	37	$1766 \cdot 10^{5}$	$1095 \cdot 10^{5}$	2·20	13·75	+11·55	—
VII	$248 \cdot 10^{2}$	24753	0	24753	$6251 \cdot 10^{2}$	0·18	4·53	+ 4·35	—
VIII	567	567	0	567	21180	0·26	9·76	+ 9·50	—
Сумма. . .	$7855 \cdot 10^{12}$	—	—	$1029 \cdot 10^{11}$	$3870 \cdot 10^{11}$	100.00	100.00	+27.13	—27.13
Разрез 95-Р $M = 121.1$ $C = 138.10^{-7}$ см									
I	$3147 \cdot 10^{12}$	0	$30,95 \cdot 10^{12}$	$22,11 \cdot 10^{12}$	$72 \cdot 10^{12}$	0.06	0.20	+ 0.14	—
II	$47870 \cdot 10^{9}$	$16920 \cdot 10^{9}$	$452,7 \cdot 10^{9}$	$173,7 \cdot 10^{9}$	$3156 \cdot 10^{9}$	0.60	0.40	—	— 0.20
III	$22148 \cdot 10^{8}$	$17621 \cdot 10^{8}$	$51,4 \cdot 10^{8}$	$17672 \cdot 10^{8}$	$6200 \cdot 10^{8}$	4.81	2.49	—	— 2.32
IV	$7892 \cdot 10^{7}$	$7387 \cdot 10^{7}$	$14 \cdot 10^{7}$	$7401 \cdot 10^{7}$	$5357 \cdot 10^{7}$	8.22	6.79	—	— 1.43
V	$3983 \cdot 10^{6}$	$3843 \cdot 10^{6}$	$0,87 \cdot 10^{6}$	$3844 \cdot 10^{6}$	$4113 \cdot 10^{6}$	14.45	16.84	+ 2.39	—
VI	$1339 \cdot 10^{5}$	$1330 \cdot 10^{5}$	$0,07 \cdot 10^{5}$	$1330 \cdot 10^{5}$	$2002 \cdot 10^{5}$	16.34	25.38	+ 9.04	—
VII	$4683 \cdot 10^{3}$	$4676 \cdot 10^{3}$	19	$4676 \cdot 10^{3}$	$3381 \cdot 10^{3}$	33.78	24.50	—	— 9.28
VIII	47617	47598	0	47598	50778	21.74	23.40	+ 1.66	—
Сумма. . .	$3197 \cdot 10^{12}$	—	—	$2413 \cdot 10^{10}$	$7583 \cdot 10^{10}$	100.00	100.00	+13.23	+13.23
Разрез 34-Р $M = 137.9$ $C = 104.10^{-7}$									
I	$4260 \cdot 10^{12}$	0	$32,21 \cdot 10^{12}$	$30,97 \cdot 10^{12}$	$2945 \cdot 10^{12}$	0.08	8.18	+ 8.10	—
II	$6931 \cdot 10^{10}$	$3710 \cdot 10^{10}$	$99,5 \cdot 10^{10}$	$3809 \cdot 10^{10}$	$5420 \cdot 10^{10}$	2.05	6.87	+ 4.82	—
III	$6814 \cdot 10^{9}$	$5819 \cdot 10^{9}$	$24,3 \cdot 10^{9}$	$5843 \cdot 10^{9}$	$2605 \cdot 10^{9}$	17.88	10.46	—	— 7.42
IV	$5227 \cdot 10^{8}$	$4984 \cdot 10^{8}$	$0,78 \cdot 10^{8}$	$4935 \cdot 10^{8}$	$1490 \cdot 10^{8}$	57.33	18.88	—	—38.45
V	$5349 \cdot 10^{6}$	$5271 \cdot 10^{6}$	$0,07 \cdot 10^{6}$	$5271 \cdot 10^{6}$	$6227 \cdot 10^{6}$	20.49	25.01	+ 4.52	—
VI	$1435 \cdot 10^{4}$	$1428 \cdot 10^{4}$	33	$1428 \cdot 10^{4}$	$1752 \cdot 10^{4}$	1.77	22.20	+20.43	—
VII	$304 \cdot 10^{2}$	$304 \cdot 10^{2}$	0	$304 \cdot 10^{2}$	$9812 \cdot 10^{2}$	0.22	7.11	+ 6.89	—
VIII	389	389	0	389	2799	0.18	1.29	+ 1.11	—
Сумма. . .	$4337 \cdot 10^{12}$	—	—	$7541 \cdot 10^{10}$	$3002 \cdot 10^{12}$	100.00	100.00	+45.87	—45.87

механических элементов, то его большая однородность будет нам понятна. В качестве общего показателя неоднородности породы мы можем принять сумму отклонений.

Далее, необходимо отметить, что устанавливаемая вычислением неоднородность при рассмотрении ее по отдельным фракциям не обнаруживает какой-либо закономерности. В разрезе 3-Р наибольшие отклонения падают на 4-ю, 6-ю, 7-ю и 8-ю фракции, причем содержание 4-й фракции как при вычислении, так и в действительности дает резкий максимум.

В разрезе 95-Р наибольшие отклонения падают на 6-ю и 7-ю фракции. Мы останавливаемся на этих явлениях потому, что они до известной степени позволяют нам судить о справедливости допущения равновеликости величины C для разных фракций. A priori нам казалось, что это допущение окажется не соответствующим действительности. Дело в том, что разные механические фракции имеют и отличный минералогический состав. В крупных фракциях скопляются преимущественно такие минералы, как кварц и полевые шпаты, в мелких фракциях преобладают вторичные («глинные») минералы. Исходя из допущения, что вторичные минералы являются менее стойкими, чем полевые шпаты, мы в праве были бы ожидать, что величина C будет в общем увеличиваться с уменьшением размеров фракции. А так как в приведенных выше вычислениях мы считаем величину C неизменной, то в расхождении между вычисленным и действительным механическими составами элювиальных горизонтов должна была бы проявиться закономерность в том направлении, что количество мелких фракций должно было бы при вычислении оказаться больше действительного, а крупных — меньше действительного. На самом деле мы имеем даже обратное: действительное количество мелких фракций в обоих разрезах 3-Р и 95-Р оказывается больше, чем вычисленное. Количества крупных фракций также дают обратный результат, но они мало показательны вследствие ничтожности величины C по сравнению с размерами крупных фракций. Все это, а также указанное уже выше равенство величин C в двух разрезах на разных материнских породах дает основание утверждать, что величина C действительно является реальной величиной, равновеликой для разных фракций. Отсюда мы в праве сделать вывод, что и вычисленный нами «теоретический» механический состав элювиальных горизонтов является также в своем роде реальной величиной и дает возможность судить об исходной неоднородности материнской породы по вертикальному профилю.

По этому поводу можно сделать еще одно замечание. Вычисляя величину C, мы исходим из предположения о первоначальной однородности породы. Вычислив эту величину, мы начинаем применять ее, как мерило этой же однородности, т. е. впадаем как бы в логическое противоречие. Это противоречие, несомненно, существует в действительности, но значение его невелико. Дело в том, что при вычислении величины C мы исходим из EA—коэффициента, определение которого и покоится на допущении первоначальной химической однородности породы, а по величине C мы судим об однородности по механическому составу. Хотя неоднородность по механическому составу несомненно влечет за собой неоднородность и по химическому составу, но последняя всегда значительно меньше, чем первая, так как во все механические фракции входят все те же окислы, хотя и в разных соотношениях. Поэтому неоднородность по механическому составу хотя и влечет за собой неоднородность по химическому составу, а следовательно и не вполне точное определение EA — коэффициента, но все же ошибка в определении последнего не столь велика, чтобы не иметь возможности судить о величине неоднородности по механическому составу.

Таким образом, получается, по существу говоря, парадоксальный вывод. Учитывая сказанное выше о различии в минералогическом составе механических фракций, с одной стороны, а с другой стороны — равновеликость величины C по отношению к разным фракциям, мы приходим к заключению, что различные минералы выветриваются в процессе оподзоливания с одной и той же скоростью, что стоит в резком противоречии с общепринятыми взглядами и с той дифференциацией, которую мы наблюдаем в миграции различных элементарных окислов при подзолообразовании.

Однако поскольку речь идет о кластических породах, находящихся в состоянии мелкого раздробления, последнее обстоятельство — т. е. дифференциация окислов, может найти свое объяснение не в различной прочности минералов, а в том же факте различного минералогического состава разных механических фракций. Наиболее ярким примером дифференциации могут служить K_2O и Na_2O, занимающие обычно в элювиальном ряду последнее место, что объясняется обычно наибольшей стойкостью по отношению к выветриванию полевых шпатов. Однако, учитывая, что полевые шпаты скопляются, главным образом, в крупных фракциях, мы должны ожидать, что их частицы обладают малой суммарной относительной поверхностью и, следовательно, относительно меньше затрагиваются выветриванием, чем другие минералы, входящие в состав более мелких фракций. Эти явления, во всяком случае, должны иметь и имеют место при подзолообразовании и отчасти смягчают парадоксальность того, что говорилось о величине C.

Скопление же более стойких минералов в более крупных фракциях можно при этом объяснить их большей устойчивостью по отношению к механическим воздействиям, проявлявшейся во время образования и отложения породы (воздействие ледника, воды и пр.).

Подводя итоги всему этому, следует признать, что, учитывая всю схематичность наших построений и исключительно малое количество фактов, следует пока воздержаться от окончательных выводов и рассматривать все вышесказанное лишь как материал.

Остановимся теперь на разрезе 34-Р.

Он резко отличается от разрезов 3-Р и 95-Р несколькими признаками. Во-первых, он имеет значительно меньшую величину C. Во-вторых, несмотря на наличие резко выраженного (по валовому анализу) элювиального горизонта, число частиц в мелких фракциях в последнем лишь немного меньше, чем в материнской породе (2945.10^{12} и $3089 \cdot 10^{12}$). Точно так же и общее число частиц в 100 г. мало отличается друг от друга: 300.10^{14} и 314.10^{14}. Наконец, при оподзоливании число частиц уменьшилось лишь в полтора раза. Зато показатель неоднородности элювиального горизонта (табл. 9) значительно выше, чем в двух других разрезах, и равен 45.87.

Прежде чем приступить к обсуждению этих фактов, необходимо вспомнить указанную нами ранее (19) вероятную историю этой почвы. Разрез 34-Р расположен невдалеке от одной из магистральных канав, на окраине крупного болота «Суланда», осушка которого была начата около 100 лет

Таблица 10

Величина поверхности в см² на 100 г прокаленной почвы в элювиальном горизонте и материнской породе

№ фракции	Размеры частиц в мм	Разрез 3-Р				Разрез 95-Р				Разрез 34-Р			
		Горизонт 5—10 см		Горизонт 80—90 см		Горизонт 5—10 см		Горизонт 90—100 см		Горизонт 40—45 см		Горизонт 115—120 см	
		см²	%	см²	%	см²	%	см²	%	см²	%	см²	%
I	< 0.0002	152.510	18.88	1.985.560	63.17	30.200	16.26	1.090.220	69.42	1.235.180	62.28	1.295.580	55.88
II	0.00063—0.0002	139.572	17.27	507.477	16.15	22.787	12.26	285.411	18.17	391.371	19.70	362.887	15.67
III	0.002—0.00063	278.181	34.45	387.163	12.32	44.948	24.21	110.835	7.05	188.817	9.51	357.778	15.42
IV	0.0063—0.002	195.629	24.23	238.183	7.59	38.681	20.83	47.056	3.04	107.556	5.42	273.675	11.80
V	0.02—0.0063	33.846	4.18	23.522	0.75	30.398	16.38	23.846	1.52	45.146	2.38	28.124	1.21
VI	0.063—0.02	7.833	0.97	784	0.02	14.458	7.79	7.987	0.51	12.647	0.64	752	0.02
VII	0.25—0.063	643	0.01	16	—	3.483	1.82	3.983	0.25	1.010	0.05	23	—
VIII	1.0—0.25	347	0.01	6	—	831	0.45	644	0.04	458	0.02	5	—
Сумма	—	808.561	100.00	3.142.801	100.00	185.786	100.00	1.565.982	100.00	1.982.185	100.00	2.318.824	100.00

назад. Есть полное основание думать, что формирование элювиального горизонта, если не началось, то резко усилилось после осушки. И поэтому, если для разрезов 3-Р и 95-Р мы можем допускать более или менее одинаковый возраст, то разрез 34-Р следует считать по развитию в нем элювиального процесса гораздо более молодым. Это хорошо объясняет нам пониженную величину C. Что касается высокого содержания в элювиальном горизонте самой мелкой фракции, то, учитывая высокий все же элювиально-аккумулятивный коэффициент, равный 0.379 (табл. 5), объяснить это высокое содержание молодостью почвы нельзя. Очевидно, мы имеем здесь дело с последствием оглеения, которое, как мы указали уже ранее (19), имеет, повидимому, некоторые своеобразные черты и, возможно, вызывает довольно энергичный распад и крупных фракций, причем продукты распада (вероятно, в виде вторичных алюмосиликатов — образований вообще высокодисперсных) остаются на месте. К этому теперь можно прибавить, что этот распад наиболее энергично идет, очевидно, в верхних горизонтах, под непосредственным влиянием гумуса.

Другое объяснение, более простое, но по всей сумме данных менее вероятное, заключается в первоначальной неоднородности наноса по вертикальному профилю, с обогащением верхних горизонтов наиболее мелкой фракцией.

Перейдем теперь к рассмотрению вопроса об изменении суммарных поверхностей при подзолообразовании. Соответствующие данные, вычисленные по формуле (X), приведены в табл. 10. Из рассмотрения данных этой таблицы явствует, во-первых, что суммарная поверхность при подзолообразовании резко уменьшается; так, в разрезе 3-Р она уменьшается

$$\text{в } \frac{3142802 \cdot 1633}{808561} = 6.4 \text{ раза,}$$

$$\text{а в разрезе 95-Р в } \frac{1565982.1.211}{185786} = 10.2 \text{ раза.}$$

С этими цифрами интересно сопоставить уменьшение емкости поглощения, хотя необходимо помнить, что емкость поглощения зависит не только от величины поверхности, но и от природы находящихся на ней молекул.

Емкость поглощения в разрезе 3-Р равна 6.75 м.-экв. в элювиальном горизонте и 22.59 м.-экв. в материнской породе. Для разреза 95-Р соответствующие величины равны 2.24 м.-экв. и 8.37 м.-экв. Емкость поглощения уменьшается, следовательно,

$$\text{в } \frac{22.59 \cdot 1.633}{6.75} = 5.5 \text{ раз в разрезе 3-Р}$$

$$\text{и в } \frac{8.37 \cdot 1.211}{2.24} = 4.5 \text{ раза в разрезе 95-Р.}$$

В разрезе 3-Р величина получится близкая к величине уменьшения поверхности. В разрезе 95-Р такой близости не наблюдается. Впрочем, необходимо иметь в виду, что, во-первых, величины емкости поглощения мы дали не для горизонтов A_1, в которых они сильно увеличены за счет гуматной части, а для горизонтов A_2, а, во-вторых, что емкость поглощения зависит не только от величины поверхности.

Далее, рассматривая данные табл. 10 (см. стр. 155), можно заметить, что в процессе подзолообразования распределение суммарной поверхности делается более равномерным. Если в материнской породе свыше 60% всей поверхности падает на самую мелкую фракцию, то в элювиальном горизонте суммарная поверхность довольно равномерно распределяется между 1-й, 2-й, 3-й и 4-й фракциями, оставляя на долю остальных лишь 10—20% всей суммарной поверхности. Таким образом, в этом отношении подзолообразование приводит к нивеллировке значения отдельных фракций в создании интегральной поверхности. А так как скорость выветривания можно считать пропорциональной поверхности, то мы можем утверждать, что подзолистый процесс, захватывая на начальных стадиях, главным образом, наиболее мелкие фракции, в дальнейшем все более и более равномерно распространяется на остальные фракции. Все это относится, конечно, к разрезам 3-Р и 95-Р, так как разрез 34-Р, по указанным выше причинам, занимает особое место.

Нам остается остановиться еще на одном факте. Пользуясь той же формулой (IX), мы вычислили теоретический механический состав элювиального горизонта для случая, когда величина $C = 280 \cdot 10^{-7}$, т. е. вдвое больше найденной для разрезов 3-Р и 95-Р. В табл. 11 мы даем результаты этих вычислений. В ней по каждому разрезу и для каждой фракции сопоставляются три величины: количество данной фракции в M граммах материнской породы, в 100 г современного «теоретического» элювиального горизонта и в том элювиальном горизонте, который получится из 100 г последнего (т. е. из M граммов первоначальной породы), если величина C удвоится.

Из итоговой строки табл. 11 мы можем заключить, что элювиальный процесс с течением времени замедляется. Вычисляя элювиально-аккумулятивный коэффициент для случая $C = 280 \cdot 10^{-7}$ и приняв за исходную породу современный «теоретический» элювиальный горизонт, получаем:

$$\text{для разреза 3-Р } \frac{100 - 77 \cdot 13}{100} = 0.229$$

$$\text{для разреза 95-Р } \frac{100 - 93 \cdot 26}{100} = 0.067,$$

в то время как для современных горизонтов соответствующие величины равны 0.406 и 0.174.

Допуская, что величина C увеличивается пропорционально времени, мы видим в то же время, что элювиально-аккумулятивные коэффициенты изменяются в меньшей степени, чем C. При увеличении последней величины на 100%, коэффициенты увеличиваются: первый — на 56%, второй — на 38%. Другими словами, элювиальный процесс замедляется в разрезе 3-Р почти вдвое, а в разрезе 95-Р в два с половиной раза.

Таблица 11

Состав «теоретических» элювиальных горизонтов в разрезах 3-Р и 95-Р при разных значениях C

№ фракции	Разрез 3-Р			Разрез 95-Р		
	Количество фракций в Мг материнской породы	Количество фракций в 100 г «теоретического» элювиального горизонта при $C = 140 \cdot 10^{-7}$	Количество фракций в теоретическом элювиальном горизонте при $C = 280 \cdot 10^{-7}$	Количество фракций в Мг материнской породы	Количество фракций в 100 г «теоретического» элювиального горизонта при $C = 140 \cdot 10^{-7}$	Количество фракций в теоретическом элювиальном горизонте при $C = 280 \cdot 10^{-7}$
I	1.65	0.15	0.05	0.24	0.06	0.05
II	4.00	1.58	0.27	0.48	0.60	0.07
III	25.19	19.40	9.54	3.02	4.81	2.36
IV	56.09	56 72	46.50	8.26	8.22	6.87
V	30.61	19.51	18.22	20.40	14.45	13.76
VI	22.46	2.20	2.13	20.70	16.34	16.10
VII	7.41	0.18	0.16	29.65	33.78	33.24
VIII	15.94	0.26	0.26	28.35	21.74	20.81
Сумма	163.33	100.00	77.13	121.10	100.00	93.26

Заканчивая на этом настоящую главу, мы еще раз считаем нужным подчеркнуть предварительность всех наших заключений. В основу всех представлений положена некоторая схема, основанная на ряде возможных, но не доказанных допущений. Показаны те возможности, которые вытекают из этой схемы при ее элементарной математической разработке. Эти возможности помогают проникнуть в суть некоторых явлений, имеющих место при подзолообразовательном процессе, дают им количественное выражение и поэтому делают их легко сравнимыми между собой. Однако схема проверена на очень небольшом фактическом материале. Этот материал не показал каких-либо крупных ошибок, но все же он безусловно еще недостаточен для того, чтобы судить о пригодности всей схемы и возможности и целесообразности ее дальнейшего развития.

Ленинград, апрель 1934 г.

A. A. RODE

TO THE PROBLEM OF THE DEGREE OF PODSOLISATION

Summary

The present work is connected with the question of the definition of the degree of development of the process of podzol formation and is based on a further study of the materials, which have been studied and described in some previous works of the author's. On the basis of these further investigations and of some theoretical considerations are advanced the following conclusions:

1. The podzol formation, like every other soil-forming process, may be subdivided into a number of elementary processes. These may be combined either according to their periodical reproduction, or according to the nature of the substances, which compose them, — into a series of cycles, among which may be named two main cycles. The secular cycle, connected principally with the metamorphosis of the initial mineral mass, and the annual cycle, wherein belong chiefly the products of the organic synthesis. The terms «secular» and «annual» are of course only conventional terms.

2. The processes of the secular cycle, proceeding in podzol formation consist chiefly in the tendency towards complete decomposition of all the initial minerals, except quartz (and a few others, rarely met with) in an acid medium, and in the transportation of the products of decomposition owing to the prevailing downward movement of soil solutions into the lower horizons, or sideways. Accordingly, there appears in the soil an eluvial horizon.

3. The degree of development of the eluvial process may be evaluated by the relative quantity of matter, removed from the eluvial horizon.

4. According to the degree of development of the eluvial process, the eluvial horizon may be subdivided into three subhorizons: the upper subhorizon of the maximum development of the eluvial process and two transitional subhorizons.

5. During podzolisation accumulative-metamorphic processes are superimposed on the eluvial process; the chief of these are: accumulation of humus, accumulation of sesquioxides and the accumulation of secondary alumo-ferri-silicates.

6. As many products of accumulation cannot be eliminated by the existing methods, it is impossible to indicate a general method of determination of the degree of development of the eluvial process and it has to be expressed by a general eluvial-accumulative coefficient. In separate cases (the upper subhorizons of the eluvial horizons) it is possible to approximately consider the eluvial-accumulative coefficient as the eluvial coefficient.

7. It is as yet not possible according to the interior properties of the soil to distinctly separate the podzol-formation process from the neighbouring genetically close processes — the process of formation of burozems and especially of grey forest soils.

8. The degree of podzolisation of a soil should be determined according to two features: the factor of intensiveness, which can be measured by the eluvial coefficient of the upper eluvial subhorizon, and the factor of capacity to eluviation, which can be measured by the thickness of the same horizon. In future these methods must be improved.

9. The determination of the eluvial-accumulative coefficient is most effectively accomplished according to the total soil analysis, however accom-

panied by a definition of quartz, which is considered as the immovable «oxide—witness».

10. For the determination of quartz the method of Harrison is here recommended slightly modified by the author.

11. The determination of eluvial-accumulative coefficients of several soils shows, that the use of quartz as «oxide-witness», yields data greatly widening and deepening the general picture of the development of the eluvial process.

12. The author suggests elementary-mathematical methods for calculating the number of particles in separate mechanical fractions, their total surface, and the value of the change of the size of particles due to podzolisation.

13. The applying of the methods to several examples shows that: (1) the general number of particles in the investigated soils depends mainly on the number of particles in the finest fraction; (2) in the process of podzolisation the general number of particles sharply decreases (12—40 times); (3) the value C (the decrease of the diameter of particles at podzolisation) in two soils, developed on rocks of different mechanical composition proved to be identical; (4) the calculation of heterogeneity of mechanical composition and the value of C obviously has evidently a real meaning; (5) the total surface of particles considerably decreases at podzolisation (6—10 times), and the distribution of the total surface among the different fractions becomes more uniform; (6) in the course of time the rate of the eluvial process (within the limits of the same horizon) gradually decreases.

In conclusion the author considers it his pleasant duty to thank all his colleagues for their friendly criticism. Special acknowledgements are due to Prof. P. A. Zemiatchensky, to whom the author frequently applied for advice in the course of his work.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов-Каратаев И. Н. и Прасолов Л. И. Почвы Крымского государственного лесного заповедника и прилегающих местностей. Труды Почвенного ин-та Академии Наук СССР, т. VII, Л., 1932.
2. Baren J. van. Свойства и состав вулканической почвы, образовавшейся за 50 лет в Ост-индском архипелаге. Comm. geol. Inst. Agricult. Univ. Wageningen. 17, 1931.
3. Гедройц К. К. Осолодение почв. Носовка, 1926.
4. Глинка К. Д. Почвоведение. Изд. 4-е, М. — Л., 1931.
5. Грабовская О. А. и Роде А. А. Почвы центральной части Валдайской возвышенности. Труды Почвенного ин-та Академии Наук СССР, т. X, в. 1, Л., 1934.
6. Groszer G. Die Verfahren zur Berechnung und graphische Darstellung der chemischen Gesteinsverwitterung, I. «Chemie der Erde». B. VII, № 1, 130—176, Jena, 1932.
7. Groves R. C. The chemical analysis of clays. Journ. of Agricul. Sci. vol. XXIII, London, 1933.

8. Завалишин А. А. Почвы Кузнецкой лесостепи. Мат. Кузнецко-Барнаульской Экспед. 1931, т. I, 1936.
9. Зайцев Б. Д. Лесные почвы Красногвардейского Учлеспромхоза, сформированные на моренных наносах, содержащих карбонаты. Труды Лесотехн. Акад., вып. 1 (XXXVIII), 146—190, Л., 1931.
10. Иоффе Я. С. Генезис-подзолов. «Почвоведение», XXVIII, № 9, 374—382, Л.—М. 1933.
11. Карпинский А. П. Петрографические заметки. «Известия Геолкома».
12. Коссович П. С. Краткий курс общего почвоведения. Петроград, 1916.
13. Clarke F. W. The data of Geochemistry. Washington, 1924.
14. Mellor J. W. A treatise on quantitative inorganic analysis. Vol. 1. London, 1913.
15. Merrill G. P. Rocks, rock weathering and soils. U.S.A., 1906.
16. Milner H. B. Sedimentary Petrography. London, 1929.
17. Прасолов Л. И. и Роде А. А. Почвы Средне-Уральской лесостепи. Труды Почвенного ин-та Академии Наук СССР, т. X, вып. 7, Л., 1933.
18. Процевич А. П. Характер выщелоченного горизонта лесной подзолистой почвы и его отношение к подзолистому морфологическому горизонту. Сб. памяти К. Д. Глинки. Л., 1928.
19. Роде А. А. Материалы к изучению почвенного покрова Лисинского учебного леспромхоза. Сб. «Природа и Хоз-во учебных леспромхозов Л. О. — Техн. Акад.», вып. III, 94—162, Л., 1931.
20. Его же. Опыт изучения механического состава нескольких почв подзолистой зоны. Труды Почвенного ин-та Академии Наук СССР, т. VI, Л., 1932.
21. Его же. О химическом составе механических фракций нескольких почв подзолистого и подзолисто-болотного типов. Труды Почвенного ин-та Академии Наук СССР, т. VI, Л., 1932.
22. Smyth C. H. Replacement of Quartz by Pyrite and Corrosion of Quartz Pebbles. The Am. J. of Science, 4-th ser., v. XIX 277—285. New. Haven, 1905.
23. Tamm O. Markstudier i det nordsvenska barrskogsområdet. Medd. fr. Statenskogsförsöksanstalt. H. 17—49—300. Stockholm, 1920.
24. Tamm O. Studier över Jordmans tuper och-deras förhallande till markens hydrologi i nordsvenska skogsterränger. Medd. fr. Staten-skogsförsöksanstalt. H. 26, № 2. Stockholm, 1931.
25. Федоровский К. М. Генетическая минералогия. Петроград, 1920.
26. Hardy F. and Follett-Smith R. R. Some characteristic igneous rock soil profiles in Britist Guiana, south America. Journ. of Agricult. Sci., vol. XXI 739—761. Cambridge, 1931.
27. Streng A. Über den Melaphyr des südlichen Harzrandes. Ztsch. der Deutschen Geolog. Gesellschaft. B. X., S. 99, 1858.

ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, т. XIII

С. В. БЫСТРОВ

МАТЕРИАЛЫ К ПОЗНАНИЮ ПОДЗОЛИСТОГО ПРОЦЕССА

I. НЕСКОЛЬКО ДАННЫХ О СОДЕРЖАНИИ КИСЛОРОДА В ВОДЕ ПОДЗОЛИСТЫХ И ГЛЕЕВЫХ ПОЧВ

Введение

Работа по изучению кислорода в грунтовых водах была предпринята по мысли покойного академика К. Д. Глинки и проводилась нами на почвенной станции Ленинградского сельскохозяйственного института, в окрестностях Детского Села, а также в Паше-Капецком лесничестве. К сожалению, мы должны предупредить, что работа не была проведена в том объеме, как это было желательно, и если мы решаемся предложить ее вниманию читателей, то только потому, что полученные результаты все же представляют некоторый интерес. Работа выполнялась нами в 1928 г., и большое участие в ней принимала Л. П. Белякова, за что пользуемся случаем принести ей нашу искреннюю признательность.

Роль кислорода в жизни растений и почвы чрезвычайно велика и даже исключительна. Все процессы жизни сопровождаются или связаны с обменом кислорода. Такое же почти значение кислород имеет в реакциях, совершающихся в земной коре. Значение кислорода в этих вопросах всеми принимается, как азбучная истина, но в то же время фактический материал по динамике кислорода в почвенном воздухе и в почвенных водах мал и далеко не соответствует ее значению. За последнее время в этом отношении больше чем кто-либо работали шведы. Ромель (3) изучал содержание кислорода в почвенном воздухе как экологический фактор. Он подверг математической обработке процесс обмена почвенной атмосферы со свободным воздухом, но наиболее интересным выводом его работы является установление того факта, что в атмосфере заболоченных почв содержание кислорода сильно уменьшается, а количество углекислоты сильно увеличивается, и что осенью количество кислорода меньше, а углекислоты больше, чем весной.

Хессельман (5) и Тамм (4) изучали содержание кислорода в грунтовых водах северошведских лёссов. Эти работы далеко не дают исчерпывающего освещения вопросу о влиянии кислорода, находящегося в почвенном воздухе и почвенной воде, на развитие растений и течение почвенных процессов. Еще нужна долгая и упорная работа не одного

исследователя для того, чтобы можно было действие почвенного воздуха на растение считать не только азбучной истиной, но также уметь учесть количественно его влияние на урожай сельскохозяйственных растений.

С точки зрения физиологии растений вопрос о значении кислорода почвенного воздуха также не может считаться разработанным. Нам известна работа А. Кудрявцевой (1) с водными культурами, которая установила, что корни растений поглощают кислород и в случае его отсутствия растения гибнут. Но мы еще ничего не знаем о действии разных концентраций кислорода и способности различных растений переносить его недостаток, а также об одновременном действии на растение кислорода и его антагониста углекислоты, получающейся в почве в результате окислительных процессов.

Методика

Для добывания грунтовых вод нами был принят бур Тамма. Это — медная трубка диаметром 5 мм и длиною 115 см. В трубку плотно входит стальной стержень, длина которого немного больше, чем длина трубки, так что острый конец его выходит наружу. Бур забивается на желаемую глубину, после чего стержень вынимается из трубки. К буру посредством винта присоединяется резиновый шланг, соединяющий через двугорлую склянку бур с насосом. Мы применяли автомобильный насос с обратно поставленным поршнем. У Тамма был ртутный насос.

На суглинистых почвах бур работает хорошо, и лишь в верхних гумусовых горизонтах, где почва довольна структурна, трещиновата и изрыта червями, добывание воды бывает затруднено, так как через систему почвенных трещин бур соединяется с атмосферой, почему невозможно создать вакуум и вместо воды идет воздух. Но при продолжительном и быстром откачивании все же удается почти всегда, хотя бы медленно и небольшими порциями, набрать воду. Часто для того, чтобы накачать необходимую порцию воды, бур приходится переставлять несколько раз, пока он не попадает удачно.

Здесь необходимо оговориться, что при таком способе добывания воды она стягивается с какого-то района вокруг конца бура. Сфера действия насоса не может быть указана без специальных исследований. Но нужно сказать, что та глубина, которую мы даем на таблицах и на которую забивался бур при добывании воды, является только средней глубиной. Естественно, что при таком смешивании воды с разных глубин получаемые цифры будут иметь сглаженный характер. С этим необходимо считаться при обсуждении результатов.

Кислород определялся по Винклеру. Бралось около 40 см³ воды в точно вымеренной склянке с притертой пробкой, и в поле сразу после выкачивания прибавлялись растворы NaOH с KI и $MnCl_2$, в лаборатории через несколько часов прибавлялась HCl и оттитровывалась. Эта методика в применении к грунтовым водам проверена в работах Тамма и Хессельмана.

Вода, получаемая при таком откачивании, почти всегда бывает мутная; только в случае структурных гумусовых горизонтов она идет без мути. Присутствие суспензии в той или иной мере влияет на точность определения. Причину его Тамм видит в адсорбции иода почвенными частицами. Наши наблюдения совпадают с наблюдениями Тамма.

Табл. 1 показывает влияние суспензии на точность определения. Все цифры даны в см³ кислорода на литр воды и приведены к 0° и 760 мм давления.

Таблица 1

Содержание кислорода в воде с суспензиями различных почв

№ разреза и название почвы / горизонта / Состояние воды	135 подзолистая		4 глеевая		10 подзолистая				10а
	A_1	B	G	C	A_1	A_2	C	G	C
Вода чисто отстоявшаяся	3.98	3.54	0.64	1.31	2.50	3.23	4.65	6.70	6.75
Эта же вода после отстаивания взмучена	2.91	3.15	0.59	1.84	0.27	0.65	4.15	6.89	7.15

Из этой таблицы видно, что присутствие суспензии сильно сказывается на точности определения, причем суспензии гумусовых горизонтов действуют понижающим образом, суспензии материнской породы (горизонт С) иногда понижают, иногда повышают. Повидимому, гумусные частицы адсорбируют иод более сильно, а минеральные — более слабо. Увеличение кислорода в некоторых случаях происходит, очевидно, по той причине, что имеющийся в почве гидрат окиси железа растворяется в соляной кислоте и окисляет иодистоводородную кислоту и самовосстанавливается при этом из окисного в закисное.

Нам не удалось достигнуть получения чистой воды, несмотря на попытки сделать добывание медленным. Для того, чтобы избавиться от вредного действия суспензии, мы коагулировали ее хлористым барием, для чего применяли насыщенный раствор его. На 100 см³ воды прибавляли 0.2 см³ раствора; коагуляция наступала очень быстро, и уже через 5—10 мин. вода была настолько чистая, что можно было брать ее для анализа без риска повредить точность определения.

С целью проверки действия коагуляции на правильность определения был поставлен такой опыт. Бралось несколько почв, а именно: 1) горизонт С — подзолистой тяжелоглинистой почвы, разрез 10а, из Александровского парка; 2) горизонт В — гумусово-железистый ортзанд песчаного подзола, разрез 6, из окрестностей Слуцка; 3) горизонт A_1 — глеевой почвы, разрез 9, из окрестностей Слуцка; 4) горизонт A_0 — торфяно-подзолистой почвы, разрез 6, из окрестностей Слуцка; 5) горизонт

G — зеленая глина с ржавыми пятнами, разрез 10, из окрестностей Слуцка. Каждая почва была растерта деревянным пестиком, бралась в количестве 5 г и смешивалась с 30 см³ дестиллированной воды. После взбалтывания в течение 10 мин. мутная вода из каждой склянки наливалась в две склянки объемом 100 см³. В одну из этих склянок прибавлялось 0.2 см³ $BaCl_2$, другая — оставалась без $BaCl_2$. Склянки закрывались притертыми пробками так, чтобы в них не оставалось воздуха, и оставлялись для оседания суспензий на один час. Отстаивание воды с $BaCl_2$ происходило очень быстро, и уже через 5—10 мин. вода была чистая. После часового стояния вода в склянках имела следующий вид:

Таблица 2

Влияние прибавления хлористого бария на водную вытяжку

№ почвы	Горизонт	с $BaCl_2$ (+) или без него (—)	Внешний вид вытяжки
10а	C	+	слабо опалесцирует
—	—	—	мутная, не очень
6	B	+	слабо опалесцирует
—	—	—	опалесцирует немного сильнее
9	A_1	+	опалесцирует
—	—	—	мутноватая
6	A_0	+	опалесцирует
—	—	—	почти также
10	G	+	слабо опалесцирует
—	—	—	сильно мутная

После часового стояния из каждой склянки бралась проба отстоявшейся воды в 40 см³, затем суспензия взбалтывалась и снова бралась такая же проба, но уже взмученной воды.

Результаты этого опыта видны из табл. 3.

Таблица 3

Влияние присутствия суспензии на точность определения содержания кислорода (O_2 в см³/л при 0° и давл. 760 мм)

Состояние воды		№ разреза и горизонт				
		10а	5	9	6	10
		C	B	A_1	A_0	G
с $BaCl_2$	отстоявшаяся	6.10	6.21	6.68	6.15	6.96
	взмученная	6.85	2.06	5.93	3.50	6.75
без $BaCl_2$	отстоявшаяся	5.75	6.49	6.44	6.15	6.70
	взмученная	7.15	3.17	5.40	2.25	6.89

Приведенные цифры показывают, что гумусовые горизонты почв 6 и 9, а также ортзандовый горизонт почвы 6 дали во взмученной воде пониженные результаты, причем гумусовый горизонт почвы 6, являющийся торфянистым, и гумусовый ортзанд этой почвы дали очень сильное понижение, а горизонт A_0 глеевой почвы понизил содержание кислорода на гораздо меньшую величину.

В горизонте G почвы 10 присутствие суспензии не отражается на определении, в горизонте C почвы 10а, наоборот, присутствие суспензии вызывает увеличение получаемого результата. Присутствие $BaCl_2$ не отзывается на точности определения, а также прибавление его ускоряет в несколько раз скорость оседания суспензии. Поэтому в дальнейшем мы всегда в двугорлую склянку, куда накачивалась вода, перед накачиванием прибавляли 0.2 см³ насыщенного раствора.

Температура нами измерялась путем опускания термометра в отверстие, сделанное почвенной тростью. Необходимо отметить, что лето было исключительно дождливое.

Вычисление результатов

Количество O_2 вычислялось в см³/л при 0° и 760 мм давления. Для сравнения приводятся цифры содержания кислорода, растворенного до насыщения в литре воды при измеренной температуре и 760 мм давления. Цифры также даются в см³ при 0° и 760 мм давления. Кроме того вычислялся кислородный недостаток до насыщения воды кислородом при этих же температурных условиях.

Результаты наблюдений

Определение содержания растворенного в почвенной воде кислорода производилось в трех пунктах: 1) Кузминское поле около Детского Села и прилегающая к этому полю опушка леса, 2) район Слуцка и 3) Паше-Капецкое лесничество Тихвинского района. В районе Детского Села и Слуцка наблюдения производились на одних и тех же точках несколько раз в течение лета, а в Паше-Капецком лесничестве — только один раз.

Почвенный покров Кузминского поля и участок в районе Слуцка годом раньше подверглись детальному обследованию, произведенному Л. П. Беляковой, и нами было выбрано несколько более типичных почв. Почвы поля подзолистые, различной степени оподзоленности, иногда оглеены. Материнская порода на Кузминском поле — валунная глина, которая лежит в виде чехла различной мощности на кембрийской глине. Около Слуцка распространены ольдиевые пески на ленточных глинах (С. А. Яковлев, 6).

Разрез 1. Вершина холма, хороший злаковый луг. Слабоподзолистая, тяжелосуглинистая почва на продукте переотложения кембрийской глины. Местоположение разреза таково, что трудно предполагать, чтобы здесь могло происходить горизонтальное движение почвенных вод. Глубина зеркала грунтовых вод больше 2 м.

A_1 0—20 см — серый, гумусовый горизонт, тяжелосуглинистый, плотный;

A_2 20—32 см — недифференцированный горизонт с белесыми и бурыми пятнами изредка ортштейновые зерна, очень глинистый и плотный, с валунами;

B 32—40 см — красный, плотный суглинок, с валунами песчаника и гранита, языками заходит в следующий горизонт;

C 40 см и глубже — зеленоватая, плотная и вязкая глина; при разламывании распадается на прямоугольные отдельности.

В этой почве только два раза определялось содержание кислорода — 29/VI и 1/XI, результаты сведены в табл. 4:

Таблица 4

Содержание растворенного кислорода в почвенной воде разреза 1

Время наблюдения	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в см³/л при 0° и 760 мм давления	Температура почвы в °С	Растворенный O_2 в см³/л при состоянии насыщения	Недостаток O_2 до насыщения в см³/л
29/VI	A_1	20	1.61	13.5	7.27	5.66
	B	35	2.64	13	7.35	4.71
	C	75	3.42	12	7.52	4.10
1/XI	A_1	20	2.53	5.5	8.80	6.26
	B	35	2.77	6.0	8.68	5.91
	C	60	2.66	6.5	8.58	5.92
	Вода из лужи	—	5.81	5.5	8.80	2.99

Результаты определения были для нас неожиданными. В летнее время вода верхнего горизонта почвы, горизонта A, оказалась наиболее бедной кислородом. Этот результат для летних наблюдений в подзолистых почвах не является каким-либо исключением, а повторяется во всех подзолистых почвах. Необходимо отметить, что в это время даже после обильных осадков верхние горизонты этих почв не увлажнялись до состояния полной влагоемкости. В осеннее время мы видим другую картину — почва увлажнена настолько, что на поверхности ее стоят непересыхающие лужи. Содержание кислорода в это время совершенно равномерно по всему профилю.

Разрез 2. Недалеко от предыдущего на вершине холма. Почва сильно подзолистая, среднесуглинистая, подстилаемая кембрийской глиной. Растительность — хороший злаковый луг. Грунтовые воды глубоко, не менее 2 м; в пределах почвенных горизонтов и даже до глубины 2 м, повидимому, не происходит горизонтального перемещения воды.

A_1 0—20 см — гумусовый горизонт, средний суглинок сероватого цвета, с немногочисленными валунами;

A_2 20—32 см — белесый с ортштейном с многочисленными валунами, средний суглинок;

B 32—65 см — желтовато-бурый суглинок с валунами;

C_1 65—100 см — желтоватый суглинок с валунами;

C_2 100 см и глубже — синяя глина с известковыми валунами.

Здесь было произведено всего два наблюдения 29/VI и 1/XI; результаты сведены в табл. 5.

Таблица 5

Время наблюдений	Горизонт	Глубина взятия образца в см	Содержание O_2 в см³/л	Температура почвы в °С	Раствор O_2 в см³/л при насыщении	Недостаток O_2 до насыщения в см³/л
29/V	B	35	4.59	13	7.35	2.76
	C	75	3.05	12	7.52	3.47
1/XI	A	15	3.08	5.5	8.80	5.72
	B	40	2.90	6.0	8.68	5.78
	C	70	2.85	6.5	8.58	5.73

В этой почве мы видим частичное повторение той же картины, что и в предыдущей, с той лишь разницей, что при наблюдении 29/XI горизонт A_1 был настолько сух, что мы не могли получить из него воды. Вода горизонта B содержала в это время значительное количество кислорода, а в горизонте C вода была беднее им. В осеннее время, когда почва была насыщена до полной влагоемкости, содержание кислорода в воде во всех почвенных горизонтах оказалось одинаковым.

Разрез 23. На вершине холма. Рендзинообразная почва на продукте ледниковой переработки кембрийской глины. Растительность — прекрасный злаковый луг. Грунтовые воды лежат глубоко, и в пределах верхних 2 м бокового движения грунтовых вод не может происходить.

A_1 0—40 см — почти черный гумусовый горизонт с коричневатым оттенком, структура ясно зернистая, механический состав — тяжелый суглинок, встречаются валуны;

B 40—65 см — сверху почти красного, ниже более желтого цвета, очень тяжелый суглинок ореховатой структуры;

C 65 см и глубже — синяя глина, чрезвычайно тонкая и тяжелая, под ней на глубине 110 см сплошной слой плитообразных известковых валунов.

Наблюдения производились три раза, а именно: 29/VI, 28/VII и 1/XI. Результаты сведены в табл. 6 (см. стр. 170).

Из этой таблицы видим, что содержание растворенного кислорода в летнее время является минимальным в воде гумусового горизонта A_1; вода же горизонта B содержит более повышенное количество кислорода, отсюда ниже идет вновь его убывание. Здесь необходимо отметить, что в летнее время этого года горизонты A и B почти никогда не были увлажнены до полной влагоемкости, тогда как горизонт C благодаря своему тяжелому механическому составу, почти все время (за исключением июня) был в состоянии полного насыщения водой. В осеннее время почва была сильно переувлажнена и на поверхности стояли лужи. В это время

Таблица 6

Содержание растворенного кислорода в почвенной воде разреза 23

Время наблюдения	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в см³/л	Температура почвы в °С	Растворимость O_2 при этой температуре в см³/л	Недостаток O_2 до насыщения в см³/л
29/VI	A_1	18	4.99	13	7.35	2.36
	B	45	5.09	11	7.65	2.60
	C	75	воды не было	—	—	—
28/VII	A_1	25	2.86	14.5	7.12	4.26
	B	45	5.12	13	7.35	2.23
	C	70	3.90	12	7.62	3.53
1/XI	A_1	20	2.63	5.5	8.80	6.17
	B	50	2.59	7.0	8.47	5.88
	C	80	2.78	7.0	8.47	5.69
	из луж		3.44	6		

содержание кислорода в воде всего почвенного профиля было одинаковым. Картина в общем не отличается от двух предыдущих разрезов.

Р а з р е з 120. В 40 м от высокого, до 10 м, обрыва в реку Кузминку, на слабо наклоненной к реке равнине. Сильно замшенный злаково-разнотравный луг невысокого качества. Почва сильно подзолистая, средний суглинок. Грунтовые воды лежат глубоко по причине сильного дренирующего действия реки.

A_1 0—15 см — светлосерый бесструктурный средний суглинок;
A_2B 15—25 см — белесый горизонт, более легкий, в нижней части содержит многочисленные зерна орштейна около 0.5 см в диаметре;
B 25—45 см — желто-бурый суглинок, без орштейна, языками заходит глубже;
C 45 и глубже — желтовато-серая глина.

Здесь было произведено три наблюдения 15/VI, 9/VII и 30/VII (результаты в табл. 7, стр. 171).

Здесь только первое наблюдение (15/VI) дало те же результаты, что и наблюдения в это же время на других почвах; наблюдение 9/VII дало несколько иные результаты, а наблюдение 30/VII не может сравниваться, так как в это время верхние горизонты были сухие и воды получить из них не удалось. Но данные этого срока показывают наиболее высокое содержание в горизонте, ближайшем к горизонту B.

Р а з р е з 135. Местность ровная, с очень пологим склоном к р. Кузминке. Замшенный злаково-разнотравный луг плохого качества. Сильно подзолистая почва, тяжелый суглинок.

A_1 0—20 см — гумусовый горизонт, довольно тяжелый и плотный суглинок серовато-го цвета;

Таблица 7

Содержание растворенного кислорода в почвенной воде разреза 120

Время наблюдения	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в см³/л	Температура почвы в °С	Растворимость O_2 при этой температуре в см³/л	Недостаток O_2 до насыщения в см³/л
15/VI	A_1	10	2.46	10	7.87	5.41
	A_2B	25	4.30	9	8.06	3.76
	C	50	3.78	8.5	8.16	4.33
9/VII	A_1	10	3.39	14	7.19	3.80
	A_2B	25	2.47	13	7.35	4.88
	C	110	2.03	12.5	7.60	4.57
30/VII	C	50	5.45	не опред.	—	—
	C	70	2.30		—	—
	C	110	3.25		—	—

A_2B 20—33 см — белесый, с весьма многочисленным орштейном; в нижней части с довольно прочной зернистой структурой;
B 33—43 см — плотная вязкая глина желтовато-бурого цвета;
C_1 43—100 см — желтоватая плотная глина с серовато-синеватыми потеками и примазками, которые распространяются сверху по корневым ходам; 100 см и глубже — песок желтого цвета, насыщенный водою. Грунтовые воды стоят на этой глубине. В этом горизонте, повидимому, происходит движение воды по направлению к р. Кузминке.

Здесь было сделано пять наблюдений, результаты сведены в табл. 8.

Результаты наблюдений в этом разрезе таковы, что в летнее время вода в горизонте B содержит наибольшее количество кислорода, а вода горизонта A_1 имеет более низкое содержание O_2. Но еще более низкое содержание кислорода мы имеем в горизонте C_2, где находится уровень грунтовых вод. Здесь, повидимому, получалась вода, приходящая сюда из других мест.

Р а з р е з 10 на опушке елового леса, около дер. Александровки. На наклонной к р. Кузминке местности, на высоком обрывистом берегу. Растительность — еловый лес с примесью лиственных деревьев и частыми полянками. Грунтовые воды очень глубокие. Почва сильно подзолистая, тяжелый суглинок.

A_0 0—4 см — лесная подстилка;
A_1 4—11 см — серый мало гумусовый суглинок;
A_2B 11—26 см — белесый, довольно плотный, в нижней части много орштейновых конкреций;
B 26—60 см — желто-бурая глина с охристыми пятнами; распадается на крупно-зернистые структурные отдельности с синеватыми прожилками по корневым ходам;
C 60 см и глубже серовато-желтая глина с охристыми пятнами.

Таблица 8

Содержание растворенного кислорода в почвенной воде разреза 135

Время наблюдения	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в см³/л	Температура почвы в °С	Растворимость O_2 при этой температуре в см³/л	Недостаток O_2 до насыщения в см³/л
12/VI	A_1	20	2.03	11.5	7.60	5.57
	B	35	2.88	10.5	7.78	4.90
	Cg	60	3.32	10	7.87	4.55
	C_2	100	2.72			
9/VII	B	35	4.66	12	7.52	2.86
	C_2	100	2·91	10	7.87	4.96
30/VII	A_1	20	3.99	не опред.		
	B	35	4.98	»		
	Cg	60	4.50	»		
	C	100	2.64	»		
14/VIII	A_1	20	3.98	»		
	B	35	3.54	»		
1/XI	Из лужи		3.94	7	8.47	4.53
	Из мохового покрова		4.19	7	8.47	4.28
	A_1	20	3.82	6	8.68	3.86
	B	35	5.98	6	8.68	2.70
	Cg	70	2.04	6.5	8.57	6.53
	C_2	100	2.00	6.5	8.57	6.57

Наблюдения сделаны 11/VII и 1/XI, результаты сведены в табл. 9:

Таблица 9

Содержание растворенного кислорода в почвенной воде разреза 10

Время наблюдения	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в см³/л	Температура почвы в °С	Растворимость O_2 при этой температуре в см³/л	Недостаток O_2 до насыщения в см³/л
11/VII	A_1	10	2.50	13	7.35	4.85
	A_2B	25	3.23	12	7.52	4.29
	C	70	6:45	10	7.87	1.42
1/XI	A_1	7	2.36	5.5	8.80	6.44
	A_2B	20	4.07	6	8.68	4.61
	B	37	4.23	6	8.68	4.35
	C	70	4.10	6.5	8.58	4.48
	C	110	3.66	6.5	8.58	4.92

Особенностью этого разреза является его большая сухость в летнее время. Здесь только один раз в летнее время и то с большим трудом удалось получить воду из почвенных горизонтов. Особенно сухими были глубокие горизонты, и даже в период осеннего наблюдения эта почва хотя и была влажной, но не переувлажненной, и только с глубины 50 см начиналась почва, увлажненная до полной влагоемкости.

Наиболее низкое содержание растворенного кислорода в летнее время мы встречаем в воде горизонта A_1, по мере углубления количество его возрастает. Осенью здесь мы имеем минимум растворенного кислорода опять-таки в горизонте A_1, затем следует увеличение содержания кислорода, и максимум его имеем в горизонте B; глубже идет медленное понижение количества кислорода.

Мы рассмотрели группу подзолистых почв в количестве шести; во всех этих почвах в те периоды, когда почва не переувлажнена в гумусовом горизонте, имеем минимальное количество растворенного кислорода, а максимальное количество — большей частью в горизонте B; отсюда в большинстве случаев идет медленное понижение растворенного кислорода в более глубоких горизонтах, но это не является обязательным, так как в лесной подзолистой почве, где и горизонт C является сухим, мы видим увеличение кислорода в нем; с другой стороны, в разрезе 135 горизонт C_2, являющийся как бы дренажной трубой, несущей воду с почв, расположенных выше, имеет резко пониженное содержание кислорода. В осеннее время, когда почва увлажнена до полной влагоемкости и с поверхности стоят лужи, содержание растворенного кислорода равномерно по всему профилю, и в глубоких слоях оно таково же, как и в гумусовом горизонте.

Нам кажется, здесь дело обстоит так, что воздух легко проникает в те горизонты почвы, поры которых не заполнены водою; кислород воздуха, проникающего по почвенным порам вглубь, растворяется как в воде гумусовых горизонтов, так и в воде горизонтов A_2 и B. Кислород, растворенный в воде гумусового горизонта, быстро расходуется на различные биологические процессы, наиболее интенсивно происходящие в этом горизонте, а именно: разложение гумусовых веществ, нитрификация, дыхание корней, а также физическое поглощение кислорода почвой, установленное Хессельманом. Кислород, который через поры проникает в более глубокие горизонты, усваивается медленно, в виду того, что в глубоких горизонтах биологические процессы имеют незначительное развитие. Следовательно, богатая кислородом дождевая вода, проникая в гумусовый горизонт почвы, теряет значительную часть своего кислорода; и хотя в дальнейшем идет пополнение этого запаса кислорода за счет его растворения из почвенного воздуха, все же растворенный кислород опять расходуется на эти процессы. В более глубоких горизонтах, содержащих незначительное количество гумусовых веществ и в то же время не являющихся переувлажненными, кислород, растворяющийся в воде из почвенного воздуха, уже не так быстро расходуется на биохимические процессы. Здесь происходит пополнение израсходованного

в горизонте A_1 запаса растворенного кислорода. Горизонтом, не переувлажненным для большинства подзолистых почв в этом году и в то же время имеющим невысокое содержание гумусовых веществ, был горизонт В, и поэтому воды этого горизонта показали максимум растворенного кислорода. В горизонтах C_1 и C_2, хотя содержание гумусовых веществ также незначительно, но большая влажность препятствует проникновению кислорода (по вычислениям Ромеля, скорость диффузии кислорода через закупоренную водою почвенную пору в 10 тыс. раз медленнее, нежели через пустую), и растворенный в просачивающейся сюда воде кислород, хотя и медленно, но расходуется на биологические процессы, которые идут даже и здесь. В том случае, когда мы имеем почву сухую на большую глубину, увеличение кислорода может итти и глубже горизонта В, например, лесная почва разреза 10 содержала в сухое время наиболее богатую кислородом воду в горизонте C_1 на глубине 70 см.

В осеннее время почти все рассмотренные почвы были сильно переувлажнены, на поверхности их стояли лужи и только лесная почва была более сухой. Содержание растворенного кислорода во всех этих почвах в это время является равномерным для различных глубин. Вода, обедненная кислородом в гумусовом горизонте, уже не может пополнить свои запасы кислорода и при прохождении более глубоких горизонтов, так как поры почвы целиком заполнены водой. Лесная почва опять выделяется своими особенностями. Она оказалась более сухой в верхних горизонтах даже и в это время, а поэтому максимум содержания кислорода опять-таки находится в горизонте В, а минимум — в горизонте A_1.

Следующей почвой, представляющей большой интерес, является глеевая почва разреза 4. Микрорельефное понижение среди ровной площади в южной части Кузминского поля. Сырой луг с растительностью главным образом из щучки (*Deschampsia ceaspitosa*) и гипновых мхов.

A_1 0—30 см — серый, бесструктурный, очень влажный, даже жидкий, резко отделен от следующего;
G 30—45 см — светлосерый, с синеватым оттенком, оглеенный плотный суглинок;
CG_1 45—55 см — серовато-синеватая глина с ржавыми и желтыми пятнами;
CG_2 55 см и глубже — желтый суглинок, с серовато-синеватыми пятнами, проникающими сверху в виде языков.

Необходимо отметить, что в течение всего лета из-за обилия осадков эта почва была сильно переувлажнена; и вода постоянно стояла в виде луж в небольших углублениях. Особенно много воды было в конце лета при наблюдении 14/VIII и при осеннем наблюдении 1/XI. Всего произведено пять наблюдений (см. табл. 10).

В глеевой почве мы имеем весьма пониженное содержание кислорода для горизонта A_1. При наблюдении 14/VIII кислорода здесь совершенно не было. Вниз здесь идет постепенное увеличение кислорода, несмотря на то, что почва в течение всего лета была сильно переувлажненной и аэрация глубоких горизонтов также была исключена. Здесь мы имеем дело с боковым подтоком грунтовых вод от других лучше проветривающихся почв, лежащих выше по склону. Необходимо отметить, что наиболее сильно глеевые признаки в этой почве выражены в верхней части профиля в горизонте A_1 и непосредственно лежащих под ним. Глубже проникают только отдельные глеевые языки, количество которых постепенно уменьшается вниз. Таким образом, здесь процесс оглеения исходит не от грунтовых вод глубоких горизонтов, а от гумусового горизонта почвы. Количество растворенного кислорода повторяет и подтверждает эту морфологическую картину оглеения.

Таблица 10

Содержание растворенного кислорода в почвенной воде разреза 4

Время наблюдения	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в см³/л	Температура почвы в °С	Растворимость O_2 при этой температуре в см³/л	Недостаток O_2 до насыщения в см³/л
9/VI	A_1	25	0.90	не опред.	—	—
	CG_1	60	2.49	»	—	—
	CG_2	110	2.41	»	—	—
9/VII	A_1	18	0.71	15.5	6.97	6.26
	G	35	2.54	15	7.04	4.50
	CG_2	100	2.48	14	7.19	4.71
26/VII	G	35	1.72	13.5	7.27	5.55
	CG	70	1.89	13	7.35	5.46
	CG_2	115	2.63	не опред.	—	—
14/VIII	A_1	20	0.00	»	—	—
	G	35	0.64	»	—	—
	CG_2	70	1.31	»	—	—
1/XI	A_1	20	0.87	»	—	—
	G	35	1.18	»	—	—
	CG_1	70	3.57	»	—	—
	CG_2	110	2.85	»	—	—

Разрез 6. В парке экскурсионной станции г. Слуцка. Сыроватый хвойный лес (сосна и ель). Вода в углублениях почвы стояла почти все лето. Почва подзолисто-глеевая, песчаная.

A_0 0—10 см — лесная подстилка;
A_1 10—23 см — песчаный, серого цвета горизонт, насыщенный водой;
A_2 23—40 см — светлосерый песок в нижней части с ржавыми пятнами;
G 40 см и глубже — сероватый песок с примазками и ржавыми пятнами.

Наблюдения производились два раза (табл. 11).

Опять, как и в предыдущем разрезе, вода в верхнем горизонте сильно обедняется кислородом и даже лишается его, а на некоторой глубине мы имеем воду, содержащую кислород. Здесь мы, сталкиваемся

Таблица 11

Содержание растворенного кислорода в почвенной воде разреза 6

Время наблюдения	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в $см^3/л$
10/VIII	A_0	10	0.00
13/IX	A_0	10	следы
	A_2	35	2.68

с подтоком грунтовой воды с соседних, более сухих участков, так как здесь воздух не может проникнуть в более глубокие горизонты, как это было в подзолистых почвах, по той причине, что поры почвы закупорены водою. Здесь мы опять видим, что морфологически оглеение исходит от гумусовых горизонтов и на некоторой глубине ослабевает.

Разрез 10б. В 3.5 км к югу от Слуцка, у подошвы холма, сильно замшенный луг. Мох большею частью *Polytrichum commune*, но есть и *Sphagnum*. Почва иловато-глеевая.

A_1 0—5 см — темносерый войлокообразный, главным образом из остатков мхов;
A_1 5—20 см — темносерый, вязкий и жидкий, пахнет сероводородом;
B 20—30 см — светлобуроватый, песчанистый, с зелеными пятнами и редким ортштейном;
G_1 30—50 см — серовато-зеленая супесь;
G_2 50 см и глубже — серовато-синеватая глина с линзами песка.

Наблюдение сделано было один раз, 13/IX (табл. 12).

Результаты, как видим, совершенно аналогичные предыдущему разрезу. Необходимо сказать, что все это пространство, являющееся в настоящее время лугом, в недалеком прошлом было занято лесом, о чем свидетельствуют остатки совершенно разложившихся пней, изредка стоящих кое-где среди луга. Сейчас здесь происходит заболачивание, и довольно быстро, уже местами появились пятна сфагнума. Горизонт B этой почвы также является раскисленным горизонтом B подзолистой почвы, когда-то бывшей здесь, теперь он быстро раскисляется и исчезает.

Таблица 12

Содержание растворенного кислорода в почвенной воде разреза 10б

Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в $см^3/л$
A_1	20	0.00
G_1	40	1.90

В Паше-Капецком лесничестве нами было заложено несколько профилей от почв подзолистых (так называемых минеральных), покрытых смешанным елово-лиственным насаждением, до торфяно-болотной почвы, покрытой карликовой сосной или березой.

Первый профиль — к северу от дер. Вяльгино. Здесь угнетенное насаждение ели и сосны на подзолистой почве (разрез 9) сменилось вниз по склону лугом с лугово-подзолистой почвой (разрез 6). Среди этого

склона — понижение с зарослью серой ольхи, почва иловато-глеевая (разрез 7). После разреза с иловато-глеевой почвой местность чуть заметно повышается и переходит в сфагновое болото с низкорослой сосной и березой. Этот торфяник местами выше окружающих его незаболоченных почв (разрез 8).

Разрез 9 — среди угнетенного елового насаждения. Растительность, главным образом, мхи, между кочками *Sphagnum*, на кочках *Polytrichum* и *Nylocomium*, много черники, встречаются голубика, богульник и вереск.

Почва подзолистая, супесчаная, во время наблюдения с поверхности была сухая, так что из горизонта A воду добыть не удалось.

A_0 0—50 см — неперегнившие остатки мха и лесной подстилки;
A_1 5—15 см — грязносерый песчанистый горизонт;
B_1 15—55 см — гумусовый ортзанд шоколадного цвета, книзу постепенно желтеет и становится более светлым;
B_2 55—70 см — желтый, песчанистый, на глубине в 60 см с мягкими конкрециями желтого цвета.

Наблюдение производилось один раз (табл. 13).

Таблица 13

Содержание растворенного кислорода в почвенных водах разрезов [1] 9, 6, 7 и 8

№ разреза	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в $см^3/л$
9	A_1	10	3.37
	B_1	35	3.72
	B_2	70	2.61
6	A_1	10	0.53
	G	60	2.40
7	Из мохового покрова	—	0.99
	A_1	30	0.48
	G	50	1.39
8	Из мохового покрова	—	2.50
	A_0	20	0.00
	A_0	35	0.18
	A_0	50	0.51

Разрез 6. Поляна на слабом склоне к микрорельефному понижению. Белоусный луг. Почва подзолисто-глеевая, супесчаная.

[1] Все наблюдения производились в конце августа 1928 г.

A_0 0—7 см — войлок из остатков растительности;
A_1 7—13 см — бесструктурный песчанистый горизонт темносерого цвета;
A 13—23 см — белесового цвета песок со слабозаметным синеватым оттенком;
G 23—70 см — зеленый песок с ржавыми пятнами и мягкими охристыми конкрециями, которых особенно много на глубине 48—70 см.

Определение производилось один раз (табл. 13). Видим, что содержание кислорода в воде верхних горизонтов этой почвы очень низко, но глубже содержание кислорода становится близким к глубоким горизонтам воды в почве разреза 9.

Среди той же поляны в небольшом понижении. Среди этого понижения есть отдельные деревья серой ольхи, которые чувствуют себя здесь не плохо.

A_1 0—45 см — сверху почти черный; иловатый, жидкий от большого количества воды; внизу становится более светлосерым и песчанистым;
G 5—70 см — зеленоватый песок.

Во время наблюдения вода хотя и не стояла лужами на поверхности почвы, но моховой покров был насыщен ею, как губка. Из мохового покрова вода добывалась выдавливанием ее руками прямо в склянку с притертой пробкой. Содержание кислорода здесь еще ниже, нежели в предыдущем разрезе, причем вода теряет значительную часть кислорода еще во время ее нахождения в моховом покрове.

Разрез 8. В 80 м от края торфяного болота. Растительность — редкая карликовая сосна, поверхность почвы покрыта войлоком сфагнума, много клюквы. Почва торфяно-болотная.

A_0 0—10 см — войлокообразные, малоразложившиеся остатки мхов и других растений;
A_0 10—50 см — буро-черный торф, весьма однообразный на всю глубину;
A_1 50—54 см — на границе с минеральным грунтом, углисто-черный слой;
G 54 см и глубже — грязносерый, с синим оттенком песок.

Здесь, как и в предыдущем разрезе, наблюдается значительное обеднение воды кислородом еще в моховом покрове, а затем полное его исчезновение в верхних слоях торфа (табл. 13).

Переходим ко второму профилю от подзолистой до торфянисто-глеевой почвы (табл. 14).

Первый разрез 11 находится на очень пологом склоне довольно большого повышения, склон покрыт елью низкого качества с примесью березы. Поверхность почвы покрыта мхами, главным образом, *Polytrichum commune* редкими пятнами встречается *Sphagnum*. Почва подзолистая, супесчаная.

A_1 0—5 см — темносерый песчанистый горизонт;
A_2 5—35 см — светлый, песчанистый;
C 35 см и глубже — песок сначала желтоватый, ниже — красный.

Следующий разрез 12 сделан в расстоянии 25 м от подошвы этого склона. Растительность — угнетенная береза с примесью сосны. Почва торфяно-глеевая.

A_0 0—10 см — полуразложившиеся остатки мхов;
A_1 10—15 см — темнобурый торфянистый горизонт;
G 15—35 см — белый с синеватым оттенком, очень плотный суглинок;
GG 35—70 см — желтый суглинок с глеевыми пятнами и языками, идущими сверху.

Таблица 14

Содержание растворенного кислорода в почвенной воде разрезов 11 и 12 [1]

№ разреза	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в см³/л
11	A_2	10	3.07
	C	35	4.26
12	Из мохового покрова	—	1.15
	A_1	15	0.9

Здесь опять происходит сильное обеднение кислородом.

Следующий разрез сделан также в Паше-Капецком лесничестве.

Разрез 16 в долине небольшой речки в расстоянии 1 км от дер. Павшино. Растительность — серая ольха; травяной покров — разнотравье. Почва иловато-глеевая. Наблюдения производились один раз в конце августа 1928 г. (табл. 15).

A_1 0—70 см — почти черный, богатый гумусом горизонт, с большим количеством неразложившихся древесных остатков; насыщен водой, как губка; зернистая структура заметна, несмотря на высокую влажность; с 50 см значительное участие принимают минеральные частицы;
G_1 70—95 см — грязнозеленого цвета жидкий ил;
C 95 см и глубже — более светлый и плотный, но тоже очень мелкоземистый.

Таблица 15

Содержание растворенного кислорода в почвенных водах разреза 16

№ разреза	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в см³/л
16	A_1	10	0.00
	A_1	30	0.00
	A_1	60	0.00
	G	90	0.00

Таблица 16

Содержание растворенного кислорода в почвенных водах разрезов 1, 2, 3, 4, 15, 18

№ разреза	Горизонт	Глубина образца в см	Содержание O_2 в см³/л
1	B	30	3.00
2	A_2	17	3.53
3	C	5	1.73
4	A_2	25	3.92
15	C	99	1.73
18	G	110	4.90

Кислород в воде почвы разреза 16 совершенно отсутствует по всему профилю, несмотря на это серая ольха и травянистая растительность

[1] Определения производились в конце августа 1928 г.

не показывают угнетения. Но, повидимому, состояние такого увлажнения, при каком производилось наблюдение, редко случается в этой почве, так что обычно она бывает сухой и в ней имеют место достаточно хорошие условия снабжения кислородом.

В табл. 16 приводятся наблюдения в отдельных горизонтах некоторых почв.

Разрез 1 — слабоподзолистая почва, супесчаная, на склоне холма. Растительность — смесь ели и березы.

Разрез 2 — на понижении с насаждением березы. Сильноподзолистая почва, супесчаная.

Разрез 3 — на понижении с насаждением: смесь ели с березой. Почва подзолистая, легкий суглинок.

Разрез 4 — на понижении с насаждением ели, сильно подзолистая почва, супесь.

Разрез 15 — ель с примесью ольхи и березы. Почва подзолистая, супесь.

Разрез 18 — на склоне холма, сосновый бор с вереском. Почва подзолистая, песок.

Следующая табл. 17 дает цифры содержания кислорода в воде луж, стоящих на поверхности почвы.

Таблица 17

Содержание растворенного кислорода в воде луж

№ ямы	Время взятия воды					
	9/VI	10/VII	26/VII	14/VIII	29/VIII	1/XI
4	4.39 [1]	7.23	5.76	6.62	—	5.68
135	—	2.00 [1]	—	—	—	3.94
142	—	4.43	—	—	—	—
6	—	—	2.60 [1]	—	—	—
10	—	—	—	—	4.81	—

Из таблицы видим, что содержание кислорода в воде луж различно и колеблется в довольно значительных размерах, причем чем меньше лужа, из которой берется проба, тем сильнее понижается содержание кислорода. Имеющиеся исследования Ротгамстедской опытной станции [E. M. Richards (2)] о содержании кислорода в дождевых осадках показали, что если дождь выпадает при температуре ниже 15°С, то содержание кислорода почти насыщающее; если же температура выше 15°С, то оно всегда ниже, и иногда понижение достигает 25%. Наши определения содержания кислорода в воде луж дали понижение до 80%. Здесь мы опять встречаемся с поглощением растворенного кислорода, которое начинается даже раньше, чем вода проникает в почву. Это поглощение бывает значительным и зависит от характера покрывающей

[1] Из маленьких луж.

почву растительности. Особенно сильно поглощает кислород моховая растительность (табл. 8, 13 и 14), так что через мох просачивается вода, отдавшая почти весь растворенный в ней кислород. А в торфянистых остатках циркулирует вода, уже совершенно лишенная кислорода.

Хессельман также обращал внимание на явление поглощения кислорода, растворенного в воде луж, застаивавшихся на поверхности почвы. Для объяснения этого явления им были поставлены опыты, показавшие, что почва поглощает кислород, растворенный в воде. Особенно сильно поглощают торфянистые горизонты заболоченных почв. Его опыты показали, что поглощают кислород и почвы, подвергшиеся стерилизации; следовательно, это поглощение имеет характер физического, физико-химического или даже чисто химического процесса. Нам кажется несомненным, что в нестерилизованных естественных почвах к этому процессу присоединяется и биологический процесс, в результате которого кислород расходуется корнями растений и микроорганизмами на дыхание. В моховом покрове, кроме того, кислород расходуется и на окисление имеющихся среди мха полуразложившихся растительных остатков.

Заключение

Таким образом, вода, проникающая в почву, постепенно отдает свой кислород. Скорость, с какой происходит обеднение воды кислородом, зависит в первую очередь от характера растительности и от химических особенностей гумусового горизонта. Присутствие избытка влаги в почве создает ухудшение ее аэрации и затрудняет пополнение запаса растворенного кислорода путем газового обмена. С другой стороны, присутствие избытка влаги, затрудняя приток кислорода, создает такие условия разложения органического вещества, при которых получаются недоокисленные соединения, жадно поглощающие проникающий сюда кислород. Растения подбираются по способности их корней переносить недостаток кислорода в грунтовой воде; поэтому в местах, где грунтовые воды бедны кислородом, поселяются такие растения, как мхи. Заселение мхами, в свою очередь, еще более уменьшает количество растворенного в грунтовых водах кислорода и поэтому создает условия, благоприятные для своего распространения и заболачивания в ближайших местах. Таким образом, растительность, расселившаяся на поверхности почвы сообразно своей потребности к аэрации, в дальнейшем сама будет влиять на ее кислородный режим и направлять развитие почвы, а вместе с тем и растительного сообщества в ту или иную сторону.

Почвы подзолистые, глеевые и болотные образуют три группы, довольно резко отличающиеся по своему кислородному режиму. Для группы подзолистых почв характерно сравнительно высокое содержание растворенного кислорода, причем в гумусовом горизонте мы имеем пониженное содержание его, затем следует максимум, приуроченный к горизонту В. В почвах, которые являются сухими на большую глубину, содержание растворенного кислорода в грунтовой воде увеличивается с глубиной,

и, повидимому, здесь вода может достигнуть состояния насыщения. Так было в подзолистой почве разреза 10. Повидимому, при нахождении воды в гумусовом горизонте подзолистой почвы кислород поглощается на биологические и химические или физико-химические процессы с такою скоростью, что расход его не успевает пополняться растворением кислорода, находящегося в почвенных порах. В горизонтах A_2, B и C, где все эти процессы являются ограниченными, происходит восстановление растраченного запаса кислорода; если горизонт C подзолистой почвы переувлажнен, то в нем опять наблюдается расход кислорода, правда, уже не такой большой и энергичный, как в горизонте A_1.

Группа глеевых почв имеет ту особенность, что значительную часть года эти почвы являются переувлажненными. Следовательно, проникновение кислорода атмосферы через почвенные поры исключено, так как все поры закупорены водою. В нижних слоях этих почв циркулируют грунтовые воды, притекающие сюда от других почв и в той или иной мере обедненные кислородом. Вода гумусового горизонта этих почв в общем содержит незначительное количество кислорода, чаще около 1 $см^3$ на литр, редко оно достигает 3 $см^3$ на литр, а иногда кислород отсутствует совершенно. Содержание кислорода в воде глубоких горизонтов этих почв зависит, главным образом, от окружающих почв. Если окружающие пространства покрыты по преимуществу подзолистыми почвами, хорошо аэрируемыми, из которых вода и грунтовые воды поступают с высоким содержанием кислорода, то они приносят этот кислород и снабжают им глеевую почву. В этих случаях глеевый процесс распространяется сверху от гумусового горизонта. В тех случаях, когда в почвенном покрове района значительное участие принимают глеевые и болотные почвы, грунтовые воды такого района являются обедненными кислородом. Тогда глеевый процесс захватывает весь разрез, восстановительные процессы идут на всю глубину почвы, и восстановленные соединения железа выносятся в более глубокие горизонты, а так как там нет кислорода для их окисления, то они выносятся из пределов данной почвенной разности, и почва приобретает признаки оглеения на большую глубину.

Группа болотных почв отличается наличием торфянистых горизонтов и моховой растительности. Наблюдения Тамма показали, что невозможно проникновение кислорода через слой торфа мощностью в 50 см. По нашим наблюдениям, часто бывают случаи, когда вода отдает весь свой кислород, пройдя только слой торфа в 10 см. Воды, циркулирующие в минеральных слоях болотной почвы, содержат кислород, что является доказательством бокового движения грунтовых вод под торфяниками. Это отмечает также и Тамм. Количество кислорода в грунтовых водах под болотами будет зависеть от характера почвенного покрова окружающих мест и от скорости движения воды.

Таким образом, глеевые горизонты являются следствием раскислительных процессов, происходящих за счет органического вещества почвы, которое является единственным источником энергетического материала для глеевого процесса. В случае, если почва заболачивается с поверхности, оглеение распространяется от гумусового горизонта; в случае же, когда процесс заболачивания охватывает значительную часть территории района, благодаря чему повышается содержание органического вещества в грунтовых водах, глеевый горизонт какой-либо незаболоченной с поверхности почвы обычно не является связанным с гумусовым горизонтом этой почвы; в этом случае оглеение является следствием приноса органического вещества грунтовыми водами от других заболоченных почв. Развитие какой-либо почвы в этих условиях становится в связь с развитием всего почвенного покрова района, а последнее находится во взаимной связи с развитием растительности. Следовательно, мы должны различать глеевые почвы двух родов. Первые — это почвы, оглеение которых происходит за счет органического вещества, вырабатываемого в данной почве, и вторые — почвы, оглеение которых происходит за счет органического вещества, растворенного в грунтовых водах, источником которого являются заболоченные почвы района.

Морфологические особенности глеевых почв, выражающиеся в присутствии синих и зеленых тонов, обычно являются следствием наличия закисных форм железа. Таким образом, судьба железа в почве является также связанной с органическим веществом, и вместе с повышением подвижности последнего и железо превращается в более подвижные формы.

S. V. BISTROV

NOTES ON THE PROCESSOF PODSOLISATION

I. A FEW DATA ON THE HYDROGEN CONTENT OF THE PODSOLISED AND GLEY SOILS WATER

Summary

The processes of oxidation and of reduction play a very important part in soils. The breathing of plant roots, the decomposition of vegetative remains and their transformation into humus, the oxidation and the reduction of different mineral compounds (iron, manganese, phosphorus, nitrogen, sulphur, etc.) take place with the participation of oxygen.

The works of notorious investigators — Hesselmann, Tamm, Romelhave laid the foundation to the study of dissolved gases in the soil-waters. The here described investigations were made in the summer of 1928 in the neighbourhood of Detskoe Selo and Slutzk near Leningrad and at the Pashe-Kapetz forestry of the Tikhvin district of Leningrad region. Near Detskoe Selo and Slutzk samples of soil-waters were taken several times during the summer on each of the chosen points, while in Pashe-Kapetz forestry — only once, in August. The samples were taken by means of the borer, described by Tamm, from different depths and different soil-horizons. The investigation was carried out on twenty three soil-profiles: one rendzina, several podzolic soils of different degree of podzolisation, several gleyey, bog-gleyey and bog soils. The definition of the dissolved oxygen was made according to Winkler; all the data of the contents of oxygen were expressed in cm^3

to the litre of water at 0° and 760 mm pressure of the column of mercury.

It was established that, as a rule, the least oxygen is to be found in the water of the humus horizon of podzolic soils, whereas lower down its contents rises and reaches its maximum either in the illuvial horizon, or in the parent rock. Such a distribution of oxygen is very constant and appears even in soils, lying on somewhat elevated plots, where there is no lateral movement of water within the soil horizons. This phenomenon may be explained by the fact, that in the humus horizons the oxygen dissolved in water is consumed by different biological processes. The compensation of the store of oxygen by way of its dissolution from the air, contained in the soil pores evidently does not proceed as fast as the process of waste, and therefore there arises a deficiency in oxygen. In lower horizons biological processes are less intensive, and therefore a certain compensation of the wasted store of oxygen takes place, but even here, the contents of oxygen nearly never reaches saturation.

In the water of gley soils the contents of dissolved oxygen is much lower than in podzolic soils, and even frequently it is wholly absent, as the result of the low aeration of these soils, their pores being filled with water. But the character of distribution of oxygen in the horizons is still preserved and usually the minimum of dissolved oxygen is likewise observed in the humus horizon. The reduction processes in the gley horizons are due to the organic matter, on whose oxidation is spent the dissolved oxygen, as well as the oxygen of the mineral compounds, which are able of reduction in these conditions. Organic matter enters the gley horizons either from above, from the overlying humus horizon, or it is brought from outside, from swamped soils developed in the neighbourhood. This is evident in the morphological aspect of gley soils; in the first case the gley horizon is extending downwards in wedges from the humus horizon, and the gleying of the parent material gradually weakens with the growing distance from the humus horizon; in the second case the gley horizon is formed immediately over the ground waters.

Bog soils, as a rule, do not contain dissolved oxygen, peat-bog, as well as silt-bog varieties, and the water from a peat, at the depth of 10 cm either does not contain any dissolved oxygen, or contains, but an insignificant quantity of it.

Accordingly the observation of Tamm concerning the imperviousness of a peat layer 50 cm thick to oxygen, is confirmed for bogs of other regions.

A waste of dissolved oxygen has been observed in the water of pools; evidently here it is also used on the oxidation of organic matter, for the water of pools is usually of a yellow colouring. Hesselmann also mentions this fact. An especially great absorption of oxygen goes on in the water of a moss cover. Hence water, before reaching the soil proper, often loses a great part of dissolved oxygen, owing to moss vegetation, in which there is evidently always present a considerable quantity of dead organic remains.

The roots of different plants, evidently, bear differently the insufficiency of oxygen in the soil water, and the distribution of plants on different elements of the relief undoubtedly depends on the degree of their bearing in regard to the insufficiency of oxygen in the soil water.

On the other side, the vegetative association itself, by using greater or smaller quantities of oxygen from the soil water, thereby creates certain conditions for the decomposition of organic matter, and consequently gives a definite direction to the development of the soil. Thus, for instance the moss cover by absorbing oxygen creates anaerobic conditions, and thereby contributes to the development of the soil in the direction of the bog formation process. Moreover, the presence of a great number of swamped soils in a region, is a cause, on the one hand, of a high content of organic matter in the ground waters, and on the other, — of a lowered content of dissolved oxygen, which is calling forth the formation of gley even in those soils of the region which were not swamped. Thus, the development of each member of the soil complex is not independent, but is connected with the simultaneous metamorphosis of all the landscape and stands under the influence of changes, which are going on in all the soil-complex of the region.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кудрявцева. Потребность корней растений в кислороде. Научно-агрономический журнал, № 1, 1924.
2. Richards E. H. Journal of Agric Sc. 1917, vol. VIII, part 3.
3. Romell L. G. Luftväktligen i marken som ekologisk factor. Meddelanden fran Statens Skogsförsöksanstalt. H. 19. Stockholm, 1922.
4. Tamm O. Grundvattenrörelse och försumpningsprocess belysta genom bestämnigar av grundvattnets syrehalt i Nordsvenska moräner Meddelanden fr. St. Skogsförs. H. 22. Stockholm, 1925.
5. Hesselman H. Om wattnets syrehalt och dess inverkan på skogsmarkens försumpning och skogens väktliget. Medd. fr. St. Skogsförs. H. 7. Stockholm, 1910.
6. Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Известия Научно-мелиорационн. ин-та, № 7, 1924, № 11—12, 1925.

II. НЕСКОЛЬКО ДАННЫХ О СОСТАВЕ И ОБРАЗОВАНИИ ОРТШТЕЙНОВ В ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВАХ

Вводная часть

Настоящая работа была начата нами в 1927 г., но, по независящим от нас обстоятельствам, мы не могли исполнить ее в том объеме, как предполагали первоначально. Все же полученные результаты представляют некоторый интерес и позволяют судить о характере миграции в почвах полуторных окислов, щелочных земель и гумуса.

Вопрос о передвижении элементов в подзолистой почве и составе образующихся в ней ортштейнов давно уже привлекал внимание почвоведов. Этого вопроса касаются работы Глинки (13), Гедройца (11), Аарнио (1), Wityn (10), Полынова (28), Афанасьева (4), Захарова (18),

Филатова (37), Сукачева (34), Геммерлинга (12). Этот вопрос затрагивают работы Завалишина (16) и Проневича (29), вышедшие в 1928г. Большинство из перечисленных статей касалось химического состава ортштейнов. Этими исследованиями установлен значительный вынос полуторных окислов из верхних горизонтов подзолистой почвы и накопление их в иллювиальном горизонте. Аарнио сделал попытку подойти экспериментальным путем к вопросу образования ортштейнов. Он изучал взаимную коагуляцию золей гумуса, кремневой кислоты и гидратов полуторных окислов. Эти исследования показали возможность взаимной коагуляции почвенных коллоидов, однако, остается все же недоказанным, что процесс образования ортштейнов в почвах происходит именно таким способом. Но со времени появления работы Аарнио способ образования ортштейнов путем коагуляции золей является общепризнанным. Позднее аналогичные исследования в более широком объеме были проведены В. Н. Симаковым: они точно так же подтвердили возможность взаимной коагуляции золей Al(OH), $Fe(OH)_3$, SiO_3 и MnO_2. Исследования Аарнио и Симакова показали, что взаимная коагуляция почвенных золей происходит при довольно постоянных отношениях. Если отношение золей иное, коагуляции их не происходит.

Работами Mattson (24), а также и Reifenberg (30) установлено, что полная коагуляция одним золем другого происходит в том случае, когда нейтрализуются электрические заряды частиц обоих золей и, следовательно, частицы получают возможность сцепления. Но коагуляция может происходить не только тогда, когда золь достигает изоэлектрического пункта, а также в более или менее широкой области вокруг него.

Морские, озерные, болотные и дерновые руды, сходные с ортштейнами как по химическому составу, так и по внешнему виду, подверглись еще более подробному изучению. Причем, среди авторов, изучавших эти образования, одно время происходил спор об их генезисе, который не закончился еще и по настоящее время. Одни исследователи, как, например, Молиш (25), Аарнио (1), Науман (26) и проф. Иностранцев (19) приписывали этим образованиям физико-химическое происхождение; другие, главным образом, Виноградский (8, 9), Лиске (23), Ашан (3), акад. Вернадский (7) и проф. Дерюгин (15) видели основной фактор рудообразования в жизнедеятельности микроорганизмов, главным образом железо-бактерий. Но специфические трудности в микроскопическом изучении конкреций руды, трудности в культивировании железо-бактерий, а также плохая изученность их не позволяли авторам притти к какому-либо окончательному выводу. Поэтому проф. Самойлов и Титов (32) на основании теоретических соображений, склоняясь к биогенной гипотезе, считали все же, что основными доводами противников биогенной гипотезы являлись тщетность попыток обнаружить микробы на свежесобранных образцах руды или в шлифах, а также отсутствие железо-бактерий в морской воде. Только лишь новые работы Б. В. Перфильева (27) над железо-бактериями, доказавшие непригодность прежних методов исследования железистых конкреций и открывшие много новых видов

железо-бактерий в образцах озерной руды, отклонили возражения против биогенной гипотезы. На основании биогенной гипотезы железо является как бы переносчиком кислорода. Окисное железо, попадая вместе с органическими веществами в анаэробные условия, отдает свой кислород бактериям, окисляющим органические вещества, а само при этом восстанавливается в легкоподвижное закисное железо; последнее, попадая в виде раствора в условия, где имеется кислород, окисляется железобактериями опять в окисное железо, и свободная энергия его окисления используется бактериями для их жизненных процессов.

Марганец, будучи элементом, способным так же, как и железо, давать нерастворимые трех- и четырехвалентные соединения и легко подвижные закисные соединения, ведет себя совершенно аналогично железу. И эти два элемента как бы замещают один другого. По данным Фохта (38), отношение железа к марганцу в озерных рудах колеблется от 95.9 : 4.4 до 3.6 : 96.4, причем существует непрерывный переход между этими крайними отношениями. В этой же статье Фохт приводит случаи, когда химический состав дерновых руд отличается большим непостоянством: в непосредственной близости, на расстоянии 1 м, образуются выделения дерновой руды, резко различающиеся по величине отношения железа к марганцу. Среди фона железной руды выделяются пятна марганцовистой. К сожалению, автор не показывает различий в почвенном и растительном покрове на этих пятнах. В объяснение этому явлению Фохт напоминает, что тогда как закисные соединения железа окисляются легко в кислых растворах, соединения закиси марганца окисляются только в условиях нейтральной или щелочной среды. Таким образом, при постепенном изменении реакции от кислой в сторону щелочной, железо будет выпадать раньше марганца, и мы получим разделение этих элементов в пространстве. Тот факт, что все дерновые, озерные и морские железисто-марганцевые отложения выделяются в виде конкреций определенной формы, говорит за биогенное их происхождение, ибо трудно себе представить, чтобы при таких незначительных концентрациях железа и марганца, какие бывают в озерной или морской воде, в результате физико-химических процессов могли бы образоваться эти конкреции.[1]

[1] Как противоречие этому положению, может быть указано на конкреционные образования, состоящие из SiO_2, $CaCo_3$ и т. д., т. е. из таких соединений, которые не заключают в себе свободной энергии и образование которых, по всей вероятности, происходит без участия микроорганизмов. Но это противоречие только кажущееся, ибо все эти выделения, образующиеся в пустотах, пещерах и порах пород, получаются в результате или испарения растворов, или улетучивания углекислоты из раствора или растворения новых солей. Все эти причины могут вызывать понижение растворимости соединений и образование пересыщенных растворов, из которых может происходить выпадение ранее растворенных веществ. Уменьшение растворимости при улетучивании растворенной углекислоты наблюдается не только у таких соединений, как $CaCO_3$, но даже у SiO_2. Наши еще неопубликованные опыты показали, что растворимость SiO из минералов в воде, насыщенной углекислотой, во много раз превышает растворимость ее в чистой воде. Отсюда становится понятным, что мы никогда не

Такая аккумуляция возможна только при участии живых организмов, использующих энергию способных к окислению соединений для своих жизненных процессов. При физико-химическом выпадении железа и марганца из таких разведенных растворов, как морская вода, мы имели бы их равномерное отложение по поверхности морского дна. Большинство современных исследователей железомарганцевых руд склоняется в сторону их биогенного происхождения.

Подзолистые почвы характеризуются высокой подвижностью железа и марганца. Эти элементы, выщелачиваясь из элювиальных, откладываются в более глубоких горизонтах, причем последние получают характерную окраску и строение. Морфология иллювиальных горизонтов и железистых выделений в них довольно изменчива, что является следствием различия в генезисе этих образований. В песчаных подзолистых почвах мы имеем следующие формы иллювиальных горизонтов: 1) рыхлые, чуть сцементированные, но легко рассыпающиеся горизонты красноватого цвета; такие образования связаны с карбонатной материнской породой или же с породой, которая еще не подверглась выщелачивающему действию подзолистого процесса и имеет pH близкий к 7 или выше; 2) желтоватые, рыхлые, совершенно не сцементированные горизонты, залегающие часто под белесым оподзоленным горизонтом большой мощности; такие выделения встречаются в некарбонатных породах, кислотность которых ниже 7, но всегда в местах с глубоко залегающими грунтовыми водами, 3) буровато-коричневатые, часто черные, сцементированные горизонты, иногда довольно рыхлые и гумусированные, иногда очень плотные, образующие как бы ортштейновую плиту; в них часто можно различать отдельные железистые конкреции, которыми сложен такой горизонт. Нижние слои их имеют более яркую желтоватую, бурую или охристо-желтую окраску. Эти образования, если они не являются реликтовыми, всегда связаны с близкими грунтовыми водами. Действительно, воды, вытекающие по канавам из заболоченных мест, выделяют большое количество охристой массы гидроокиси железа. Такой пример приводится в работе С. А. Захарова (18) для окрестностей Ленинграда; такие же явления мы неоднократно наблюдали в Лужском районе Ленинградской области, где встречались воды, которые при взятии пробы были совершенно прозрачными, но после некоторого стояния на воздухе мутнлись и выделяли толстую железистую пленку. В местах выходов таких вод на поверхность откладываются толстые слои желеобразной охристой массы.

В глинистых, подзолистых почвах встречаются следующие формы иллювиальных горизонтов: 1) красноватые горизонты без ортштейновых конкреций; такие выделения, как и в случае песчаных почв, свойственны карбонатным породам или начальным стадиям подзолистого процесса;

встречаем конкреционных образований SiO_2 $CaCO_3$ на морском дне, где условия раствора являются исключительно стабильными; они могут образоваться только при изменении условий равновесия в растворе, что может осуществиться в воде передвигающейся по трещинам горной породы.

2) конкреции ортштейна (бобовая руда, рудяковые зерна, жерства), приуроченные обычно к белесому и реже к гумусовому горизонту (горизонты A_2B); глубже горизонта с ортштейновыми конкрециями обычно залегает горизонт B, окрашенный в красноватый цвет, но без ортштейна, имеющий морфологическое сходство с выделениями в слабо подзолистых почвах и распространяющийся вглубь в виде языков; 3) мощные выделения железисто-марганцовистых конкреций: Последняя форма иллювиальных горизонтов характерна для подзолистых почв субтропиков, тогда как в северных подзолистых суглинках эти образования не встречаются.

Экспериментальная часть

Наши исследования ортштейновых образований производились в окрестностях Детского Села.

Разрез 1 — в полутора километрах восточнее деревни Пязелево. Почва — песчаный подзол на слоистых песках, подстилаемых ленточными глинами. Местность ровная, слегка наклоненная на север, разрез заложен на небольшом повышении среди этой равнины. Сильно кочковатый замшенный луг. Растительность между кочками, главным образом, белоус, встречаются щучка, мятлик, тысячелистник, клевер ползучий и красный, на кочках почти исключительно кукушкин лен (*Polytrichum commune*). Грунтовая вода в течение лета стояла на глубине около 100 см, осенью, отличавшейся в 1928 г. обилием дождей, сильно поднялась.

A_0A_1 0—5 см — черный, торфянистый, связанный в войлок корнями растений. Замечается неясно выраженная слоистость, причем более торфянистые слои чередуются с менее торфянистыми, резко переходит в следующий;

A_2 5—16 см — светлосерый, почти белый, мелкозернистый песок, вниз постепенно темнеет и языками заходит в следующий; зерна полевого шпата, встречающиеся здесь, а также и в горизонте A_0A_1, утратили свою розовую окраску и блеск, какие они имеют в горизонте C, и стали мутными, белыми и настолько мягкими, что легко растираются в белый порошок между пальцами; встречаются также и менее разложившиеся зерна, которые не растираются в порошок, а при надавливании пальцами распадаются по спайности на белые пластинки;

B_1 16—46 см — серовато-коричневый, с большим количеством органического вещества, с корнями растений, влажный; встречаются линзы тестообразного мокрого органического вещества коричневого цвета;

B_2 46—66 см — буро-коричневый сцементированный песок, с многочисленными очень твердыми конкрециями ортштейна; диаметром около 4 см, вниз становится более светлым, заметна слоистость;

B_3 66—106 см — еще более плотно сцементированный песок с конкрециями ортштейна; окраска более светлая, охристо-желтого цвета, с 82 см становится заметно светлее, твердость постепенно уменьшается, и песок медленно переходит в материнскую породу;

Cg 106—130 см — желтовато-серый, с синеватым оттенком, мелкозернистый песок, на глубине 130 см начинается ленточная глина серого цвета.

Почвенный покров здесь не является однообразным на значительных пространствах; часто, например, ортштейновые выделения принимают

вид сплошной плиты, достигающей мощности 50 см, причем окраска этой плиты пятнистая, неодинаковая на всей толще: в нижних слоях она имеет светлый охристо-желтый цвет, а кверху постепенно темнеет, становится бурого и даже буро-черного цвета. Несомненно, что эти мощные ортштейновые выделения не являются целиком результатом вымывания из верхних горизонтов почвы; здесь принимало участие и железо, принесенное в виде закисных соединений грунтовыми водами, двигающимися по поверхности ленточной глины, так что по своему характеру эти ортштейны имеют большое сходство с болотными рудами. Такие образования, по терминологии шведских исследователей (Тамм, 35), носят название аллохтонных ортштейнов, в отличие от автохтонных ортштейнов, образующихся за счет выноса полуторных окислов из горизонта А. Среди пятна такой почвы с ортштейновой плитой нами сделан разрез 5, находящийся в нескольких метрах от разреза 1.

AA_1 0—6 см — черный, торфянистый, очень плотный, переплетен корнями растений;

A_2 6—34 см — светлосерый, почти белый песок, книзу становится грязным и постепенно переходит в следующий;

B_1 34—51 см — ортштейн буро-черного цвета, сверху сильно гумусированный, имеет крупичатую структуру, глубже становится очень плотным в виде сплошной плиты, имеющей слоеватое строение; вниз постепенно светлеет и принимает охристо-желтую окраску, постепенно переходит в следующий;

B_2 51—63 см — такая же прочная плита яркого охристо-желтого цвета, с корнями растений, тоже слоеватая, постепенно становится менее прочной и переходит в следующий;

B_3 63—81 см — светложелтый сцементированный песок с крупными конкрециями ортштейна;

C 81—92 см — светложелтый песок со слабым зеленоватым оттенком, местами встречаются пятна неоглеенной породы, которые при сильном увлажнении превращаются в плывуи;

G_1 91—126 см — крупнослоистый песок, сильно оглеенный, зеленоватого и синеватого цвета;

G_2 126 см и глубже — ленточная глина темносерого цвета с синеватым оттенком.

Для этого песчаного подзола сделаны анализы горизонтов A_2, B_1, B_2 и С. Валовые анализы производились путем сплавления почвы с углекислыми щелочами, кроме того, производился анализ 10% солянокислой вытяжки. Остаток почвы после солянокислой вытяжки подвергался обработке 5% KOH, и в щелочной вытяжке определялась SiO_2, которая суммировалась с SiO_2, растворившейся в солянокислой вытяжке. Результаты этих анализов см. в табл. 1, 2 и 3 (см. стр. 191 и 192).

Валовой анализ этой почвы показывает чрезвычайно сильное выражение подзолистого процесса, в результате которого бо́льшая часть окиси железа вынесена из горизонта А и отложилась в горизонте В. По сравнению с материнской породой, здесь осталась нетронутой только третья часть железа, причем все оставшееся железо входит, повидимому, в состав силикатов и не извлекается кислотой. Наблюдается также перемещение алюминия, но в гораздо меньших размерах. Отношение $Al_2O_2 : SiO_2$

Таблица 1

Валовой состав песчаного подзола разрезов 1 и 5 в процентах на почву, высушенную при 105° С

Химический состав	Горизонты				
	A_2	B_1 ортзанд	B_1 плита ортштейна	B_2 конкреция ортштейна	C
Гигроскопическая вода	0.94	3.14	3.71	7.22	1.32
Гумус	0.11	4.07	4.34	3.11	0.08
Гидратная вода	0.20	1.69	4.71	6.62	1.70
SiO_2	89.95	—	75.26	—	84.94
R_2O_3	5.30	—	11.68	—	7.60
Fe_2O_3	0.61	—	5.94	—	1.60
Al_2O_3	4.69	—	5.74	—	6.00
Mn_3O_4	нет	—	следы	—	следы
CaO	0.43	—	0-60	—	0.86
MgO	0.19	—	0.19		0.21
Отношение					
$Al_2O_3:SiO_2$	0.034	—	0.045	—	0.042
$Fe_2O_3:SiO_2$	0.003	—	0.030	—	0.007
CaO:MgO	2.063	—	0.272	—	2.947

Таблица 2

Анализ 10 % солянокислой вытяжки песчаного подзола разрезов 1 и 5, в процентах от почвы, высушенной при 105° С

Химический состав	Горизонты				
	A_2	B_1 ортзанд	B_1 плита ортштейн	B_2 конкреция ортштейна	Cg
SiO_2	0.40	1.15	0.52	0.67	0.62
R_2O_3	0.33	1.04	6.34	10.11	0.75
Fe_2O_3	нет	0.81	4.97	8.65	0.63
Al_2O_3	0.33	0.23	1.37	1.46	0.13
Mn_3O_4	нет	нет	следы	следы	следы
CaO	0.14	0.13	0.23	0.27	0.16
MgO	0.01	нет	0.13	0.11	0.10
Отношение					
$Al_2O_3:SiO_2$	0.485	0.118	1.579	1.282	1.233
$Fe_2O_3:SiO_2$	—	0.264	3.591	4.850	0.382
CaO:MgO	10.07	—	1.274	1.767	1.154

в горизонте A_2 примерно только в полтора раза менее, чем в горизонте С, а в горизонте В оно немногим превышает таковое в материнской породе, тогда как отношение $Fe_2O_3 : SiO_2$ в горизонте A_2 в $2^1/_3$ раза ниже, а в горизонте В в $4^1/_3$ раза выше, чем в горизонте С. Наблюдается значительный

Таблица 3

Валовой состав и состав солянокислой вытяжки песчаного подзола разрезов 1 и 5 в пересчете на минеральное вещество

Химический состав	Горизонт почвы							
	A_2		B_1	B_1		B_2	Cg	
	валовой	10% HCl вытяжки	оргзанд 10% вытяжки	валовой	10% HCl вытяжки	10% HCl вытяжки	валовой	10% HCl вытяжки
SiO_2	89.88	0.40	1.22	82.75	0.57	0.74	86.47	0.63
R_2O_3	5.32	0.33	1.10	12.84	6.97	11.20	7.74	0.76
Fe_2O_3	0.61	нет	0.86	6.53	5.46	9.59	1.63	0.64
Al_2O_3	4.70	0.33	0.24	6.31	1.51	1.62	6.11	0.13
Mn_3O_4	нет	нет	нет	следы	следы		следы	
CaO	0.43	0.14	0.14	0.66	0.25	0.30	0.87	0.16
MgO	0.15	0.01	нет	0.21	0.14	0.12	0.21	0.10
Отношение								
$\frac{Fe_2O_3 \text{ в вытяжке}}{Fe_2O_3 \text{ валовой}}$	0.00	—	—	0.836		—	0.393	
$\frac{Al_2O_3 \text{ в вытяжке}}{Al_2O_3 \text{ валовой}}$	0.070		—	0.239		—	0.021	
$\frac{CaO \text{ в вытяжке}}{CaO \text{ валовой}}$	0.326		—	0.379		—	0.184	
$\frac{MgO \text{ в вытяжке}}{MgO \text{ валовой}}$	0.067		—	0.667		—	0.476	
$\frac{CaO \text{ в вытяжке}}{MgO \text{ в вытяжке}}$	10.000		—	1.284		1.797	1.153	
$\frac{CaO \text{ валовой} - CaO \text{ в вытяжке}}{MgO \text{ валовой} - MgO \text{ в вытяжке}}$	1.490		—	4.438		—	2.245	
$\frac{\text{гумус}}{Fe_2O_3 \text{ в вытяжке}}$			2.025	0.867		0.324	0.127	

вынос щелочных земель. Гумус в горизонте A_2 имеется в незначительном количестве; в ортзанде, лежащем над ортштейном, его количество сильно повышается, а также довольно значительно оно и в ортштейновом горизонте, причем, как видно из табл. 3, отношение гумуса к железу, растворимому в соляной кислоте, постепенно уменьшается сверху вниз: в горизонте ортзанда оно около 5, в лежащей под ним ортштейновой плите оно равно 0.867, в конкрециях ортштейна, взятых с еще большей глубины, — 0.324. Необходимо отметить высокое содержание гидратной воды в ортштейновых горизонтах.

Анализ солянокислой вытяжки показывает чрезвычайно большую растворимость полуторных окислов и в особенности железа в ортштейновом горизонте и полную его нерастворимость в горизонте A_2; если посмотреть на цифры отношения Fe_2O_3, растворимого в соляной кислоте, к валовому содержанию его, то в горизонте A_2 оно равно нулю, в горизонте B_1 почти 84% общего содержания железа растворимого в соляной кислоте, и только 16% имеется здесь силикатного железа. В горизонте С имеется 39% растворимого железа. Алюминий более легко растворяется в кислотах в горизонте A_2, тогда как растворимость его в горизонте С значительно ниже, что, повидимому, является следствием того, что минералы в горизонте A_2 сильнее затронуты процессами выветривания, нежели в горизонте С. Отношение окиси кальция, растворимой в солянокислой вытяжке, к валовому ее содержанию показывает, что хотя количество кальция в горизонте A_2 сильно уменьшено по сравнению с горизонтом С, но растворимость кальция здесь значительно выше, что находится опять-таки в связи с большей выветрелостью минералов в верхних горизонтах и большей податливостью их действию кислот. Особенный интерес представляют цифры отношения $\frac{CaO \text{ валовой} - CaO \text{ вытяжки}}{MgO \text{ валовой} - MgO \text{ вытяжки}}$, которое приближенно выражает отношение кальция первичных силикатов к магнию первичных силикатов. Это отношение резко уменьшается в горизонте А, по сравнению с почвообразующей породой. Сравнение величин этого отношения с величинами отношения CaO : MgO, растворимых в соляной кислоте, показывает, насколько более значительным является вынос магния из горизонта А, по сравнению с выносом кальция. Это не может быть отнесено за счет поглощенного кальция, так как его содержание в горизонте А всего 0.005%, а в горизонте В — 0.01%. В то же время магний принимает значительное участие в составе новообразований. По скорости выноса из элювиальных горизонтов химические элементы располагаются в следующий ряд: Fe, Mg, Ca, Al. В горизонте В, где, наоборот, происходит накопление элементов в виде новообразований, сильнее всего накапливается железо, затем алюминий.

Почти такой же порядок накопления, как железо, имеет органическое вещество.

С окисью магния картина несколько иная. Магний значительно менее растворим в верхних горизонтах, тогда как в глубоких горизонтах и в особенности в горизонте В растворимость его возрастает. Это не может быть отнесено за счет поглощенного магния, так как его количество в горизонтах A_2 и В одинаково и равно 0.002%. Таким образом, несмотря на высокую растворимость магния в соляной кислоте, он все же не является обменным, а находится в более тесной связи в новообразовании ортштейна.

По характеру своего образования эти железистые конкреции являются дерновыми или болотными рудами, так как содержание железа в горизонте В настолько велико, что оно не могло получиться в результате одного лишь вымывания из горизонтов A_1 и A_2: здесь необходимо должен был участвовать боковой принос железа грунтовыми водами. Примерный

расчет показывает, что для вмывания железа в ортштейновый горизонт этой почвы должна была быть выщелоченной толща породы в 2.5 м с таким же исходным содержанием железа, какое имеется в горизонте С. Здесь же мы имеем всего 34 см, т. е. в семь раз меньше. Такие образования получаются в результате выпадения гидрата окиси железа при окислении закисного железа, растворенного в грунтовой воде. Но, как увидим далее, состав этих болотных руд мало чем отличается от состава ортштейнов, которые образуются в глинистых незаболоченных почвах.

Следующим пунктом нашего исследования было Кузминское поле около Детского Села. Почвообразующей породой здесь является валунный суглинок, который подстилается на незначительной глубине синей кембрийской глиной, содержащейся часто и в верхних слоях.

Разрез 1а. На вершине холма, хороший злаковый луг. Почва слабоподзолистая, тяжелосуглинистая, на переотложенной кембрийской глине, подстилаемая также кембрийской глиной.

A_1 0—20 см — серый тяжелый суглинок, довольно плотный, с корнями растений;
A_2 20—32 см — недифференцированный горизонт пятнистой окраски, пятна белесые и пятна бурого цвета, очень тяжелый и плотный с небольшими валунами, изредка встречаются ортштейновые зерна;
B 32—40 см — красный суглинок с валунами кристаллического сланца и гранита, очень плотный, языками заходит в следующий горизонт;
C 40 см и глубже — зеленоватая глина, чрезвычайно плотная и вязкая, имеет склонность при разламывании распадаться на прямоугольные структурные отдельности.

Разрез 10. Сильно подзолистая почва, тяжелый суглинок, в Александровском парке около дер. Александровки, расположена на местности, наклоненной к р. Кузминке, близко от обрыва в долину реки; растительность — еловый лес с примесью лиственных деревьев и частыми полянками.

A_0 0—4 см — лесная подстилка, буроваточерная, из остатков хвои и листьев;
A_1 4—11 см — светлосерый, мало гумусный суглинок;
A_2 11—26 см — белесый, мучнистый, довольно плотный суглинок, внизу с многочисленными ортштейновыми конкрециями;
B 26—60 см — желто-бурая глина, с охристыми пятнами и синеватыми прожилками по корневым ходам, распадается на крупнозернистые структурные отдельности;
C 60 см — серовато-желтая глина с охристыми пятнами.

Разрез 135. Сильно оподзоленная почва, тяжелый суглинок. Местность ровная, с очень пологим склоном на север к р. Кузминке. Замшенный злаково-разнотравный луг плохого качества.

A_1 0—20 см — довольно тяжелый и плотный суглинок грязноватосерого цвета;
A_2B 20—33 см — белесый мучнистый суглинок с многочисленными конкрециями ортштейна; в нижних слоях замечается довольно прочная зернистая структура;
B 33—43 см — плотная вязкая глина желтовато-бурого цвета;

C_1 43—100 см — желтоватая плотная глина с серовато-синеватыми потеками, с примазками, которые распространяются сверху по корневым ходам;
C_2 100 см и глубже — песок желтого цвета, насыщенный водою; грунтовые воды в течение всего лета стояли на уровне этого горизонта.

Разрез 142. Сильно подзолистая почва, тяжелый суглинок на бурой глине. Местность ровная, слабо наклоненная на север к р. Кузминке; растительность — замшенный, злаково-разнотравный луг.

A_0 0—2 см — дернина из остатков мха и корней;
A_1 2—23 см — сероватый суглинок с заметным уплотнением в нижних слоях; структура неясная, зернистая, встречаются буроватые ортштейновые зерна;
A_2 23—32 см — светлый довольно плотный плитчатый суглинок с большим количеством мелких ортштейновых конкреций бурого цвета;
B 32—56 см — более мягкий буроватый суглинок, в верхних слоях крупноореховатой структуры;
C 56 см и глубже — сплошная бурая с сизоватым оттенком глина, в ней изредка небольшие валунчики.

Для анализа были взяты ортштейновые конкреции из этих почв и произведены их валовые анализы и анализы 10% солянокислой вытяжки. Результаты анализов в табл. 4, 5 и 6.

Таблица 4

Валовой состав ортштейновых конкреций из глинистых подзолов на 100 г почвы, высушенной при 105° С

Химический состав	№ разреза			
	1а	10	135	132
Гигроскопич. вода	6.95	4.99	6.76	5.35
Гумус	1.57	1.25	1.66	2.18
Гидратная вода	4.92	4.03	5.14	5.52
SiO_2	66.74	64.23	57.85	55.88
R_2O_3	23.10	24.30	27.82	30.84
Fe_2O_3	18.12	18.83	18.05	23.36
Al_2O_3	4.28	5.47	9.77	7.48
Mn_3O_4	0.37	0.89	2.08	0.93
CaO	0.49	1.15	1.02	0.65
MgO	1.55	0.82	1.10	0.84
Отношение				
$Al_2O_3 : SiO_2$	0.043	0.050	0.099	0.078
$Fe_2O_3 : SiO_2$	0.102	0.109	0.117	0.157
$CaO : MgO$	0.783	0.930	0.667	0.557

Анализы ортштейнов из глинистых почв, так же как и предыдущие анализы, показывают чрезвычайно сильное накопление в них полуторных окислов и в особенности окиси железа и марганца. Обычное содержание Mn_3O_4 в этих почвах и почвообразующих породах не бывает выше 0.1%. Отмечается также высокое содержание в ортштейнах магния, который находится главным образом в формах, растворимых в соляной

Таблица 5

Состав солянокислой вытяжки из ортштейна глинистых подзолов в процентах на почву, высушенную при 105° С

Химический состав	№ разреза			
	1а	10	135	142
SiO_2	1.13	3.86	3.96	3.47
R_2O_3	19.79	13.37	17.12	19.95
Fe_2O_3	18.00	11.45	15.19	18.40
Al_2O_3	1.79	1.92	1.93	1.55
Mn_3O_4	0.22	0.80	0.95	0.82
CaO	0.15	0.21	0.26	0.20
MgO	0.27	0.45	0.63	0.52
Отношение				
$Al_2O_3 : SiO_2$	0.932	0.292	0.287	0.263
$Fe_2O : SiO_2$	5.985	1.114	1.441	1.992
$CaO : MgO$	0.400	0.376	0.297	0.277

кислоте, т. е. во вторичных соединениях. Кальций, извлекаемый кислотой из ортштейна, составляет, примерно, одну треть от магния, тогда как отношение кальция, нерастворимого в кислоте, к такому же магния несколько больше единицы. В составе поглощенных оснований магний находится точно так же в гораздо меньших количествах, чем кальций, так, например, по анализам Л. П. Беляковой, поглощенный магний составляет в этих почвах, примерно, $^1/_3$ от кальция. Таким образом, здесь подтверждается явление, отмеченное А. А. Роде (31), которое заключается в том, что магний принимает большое участие в образовании вторичных минералов в почве. Это правило было установлено для вторичных алюмо- и ферри-силикатов с повышенным отношением $R_2O_3 : SiO_2$. Ортштейн по химическому составу в сущности не является силикатом. Количество вторичной SiO_2 в нем является незначительным, по сравнению с количеством полуторных окислов, и роль анионной части в этом образовании играет органическое вещество. Значительное участие магния, следовательно, свойственно в такой же мере и железо-органическим новообразованиям ортштейна.

Растворимость железа ортштейнов в соляной кислоте также очень высокая. В ортштейне разреза 1а растворилось почти все железо, почти такова же растворимость марганца. Содержание алюминия в ортштейне не является высоким; оно почти такое же, как и содержание алюминия в почвообразующих породах.

Точно так же невысока растворимость алюминия в кислоте.

По содержанию гумуса все образцы являются довольно близкими: оно колеблется от 1.3% до 2.2%. Еще меньше колебания, если пересчитать на отношение гумуса к железу. Отношение это колеблется в пределах

Таблица 6

Валовой состав и состав солянокислой вытяжки ортштейнов из глинистых подзолов в перерасчете на минеральное вещество

Химический состав	№ разреза							
	1а		10		135		142	
	валов. анализ	анализ 10% HCl вытяжки	валов. анализ	анализ 10% HCl вытяжки	валов. анализ	анализ 10% HCl вытяжки	валов. анализ	анализ 10% HCl вытяжки
SiO_2	71.37	1.21	67.81	4.07	62.06	4.25	60.54	3.76
R_2O_3	24.70	21.16	25.66	14.12	29.85	18.37	33.41	21.61
Fe_2O_3	19.38	19.25	19.88	12.08	19.36	16.30	25.31	19.93
Al_2O_3	4.58	1.91	5.78	2.03	10.48	2.07	8.10	1.68
Mn_3O_4	0.40	0.24	0.94	0.84	2.23	2.09	1.01	0.89
CaO	0.52	0.16	1.21	0.22	1.09	0.28	0.70	0.22
MgO	0.48	0.29	0.94	0.48	1.18	0.68	0.91	0.56
Отношение								
$\frac{FeO_3 \text{ в вытяжке}}{FeO_3 \text{ валовой}}$	0.990		0.608		0.842		0.786	
$\frac{Al_2O_3 \text{ в вытяжке}}{Al_2O_3 \text{ валовой}}$	0.417		0.351		0.198		0.207	
$\frac{CaO \text{ в вытяжке}}{CaO \text{ валовой}}$	0.303		0.182		0.257		0.301	
$\frac{CaO \text{ в вытяжке}}{MgO \text{ в вытяжке}}$	0.397		0.329		0.296		0.287	
$\frac{MgO \text{ в вытяжке}}{MgO \text{ валовой}}$	0.584		0.510		0.575		0.615	
Отношение								
$\frac{CaO \text{ валовой} - CaO \text{ в вытяжке}}{MgO \text{ валовой} - MgO \text{ в вытяжке}}$	1.359		1.537		1.164		1.012	
$\frac{Mn_3O_4 \text{ в вытяжке}}{Mn_3O_4 \text{ валовой}}$	0.600		0.894		0.937		0.870	
$\frac{\text{Валовой гумус}}{Fe_2O_3 \text{ в вытяжке}}$	0.082		0.110		0.109		0.118	

от 10 до 12.1 весовых частей суммы железа и марганца на одну часть органического вещества.

Анализы морских железо-марганцовистых конкреций, приведенные в статье Самойлова и Титова, дают следующие количества органического вещества: желваки со дна Черного моря, материал Меотиды, глубина

45½ фатомов, углерод 2.75%; в пересчете на гумус это дает 4.75%, а отношение гумуса к сумме железа и марганца 0.09, т. е. точно такое же, как и в наших ортштейнах. Со дна Балтийского моря — углерод 1.86%, в пересчете на гумус 3.21%, а отношение гумуса к сумме железа и марганца 0.05%. Таким образом, и в морских конкрециях относительное содержание органического вещества довольно близко к таковому в ортштейнах. Согласно анализам Ашана, содержание углерода в озерных рудах колеблется в пределах от 1.09 до 3.74%, а в болотных — от 0.99 до 4.11%; в пересчете на гумус для озерных руд это дает 1.88—6.46% для болотных 1.71—7.10%.

Анализы ортштейнов из глинистых подзолистых почв отличались от приведенных раньше анализов ортштейна из песчаного подзола наличием в первых магния, тогда как в образцах ортштейна из песчаного подзола магний был в незначительных количествах. Как уже было установлено ранее, этот ортштейн является близким к дерновым или болотным рудам. Анализы болотных и озерных руд, произведенные Фохтом, показывают различное, иногда высокое содержание в них Ca и Mg. Количество их в ортштейнах, а также болотных и озерных рудах по всей вероятности, зависит от концентрации этих элементов в водах, из которых происходило выделение ортштейна. Наши анализы почвенных вод из иллювиальных горизонтов показали, что содержание CaO колеблется от 0.025 до 0.152 г на литр воды, а MgO — от 0.016 до 0.108 г на литр. В песчаном подзоле имеется всего 0.008 г CaO и 0.002 г MgO в литре. Несомненно, что каким бы образом ни происходило образование ортштейна, при выпадении его будет увлекаться тем большее количество элементов, чем больше их находится в растворе, из которого происходит выпадение. И этим, повидимому, объясняется почти полное отсутствие Ca и Mg в нашем образце болотной руды, где вода исключительно бедна этими элементами.

Обсуждение результатов

В процессе образования ортштейнов необходимо различать две стороны, а именно: первая, это вынос из элювиальных горизонтов веществ, служащих для образования ортштейнов, и вторая — образование из этих веществ ортштейновых конкреций. Первая фаза процесса может происходить различно. Мыслимы следующие способы осуществления ее: 1) вынос тонких почвенных суспензий из верхних горизонтов в нижние; 2) вынос гидратов полуторных окислов и марганца в коллоидном состоянии, что становится особенно вероятным благодаря возможному защитному действию золей гумуса; 3) вынос железа и алюминия в виде комплексных соединений с органическими веществами, аналогичных железо-синеродистым или железо-щавелевокислым соединениям; 4) вынос железа и алюминия в виде трехвалентных ионов каких-либо солей с органическими кислотами и 5) вынос закисных солей железа и марганца.

Вторая фаза процесса, т. е. выпадение этих подвижных соединений из истинного или коллоидального раствора и образование ортштейнов

в иллювиальных горизонтах, возможна следующими способами:[1] 1) коагуляция электролитами золей или суспензий, принесенных из верхних горизонтов; 2) взаимное осаждение коллоидов; 3) иссушение иллювиального горизонта корневой системой—высохший золь после этого может свернуться необратимо; 4) разложение органической части комплексного или солеобразного ферри-органического или аллюмо-органического соединения, в результате чего образуется свободный гидрат окиси железа или алюминия; 5) вытеснение иона окиси железа или алюминия ионами щелочноземельных металлов и последующая коагуляция образовавшихся гидроокисей; 6) окисление растворенных закисных соединений железа и марганца и образование коллоидальных гидратов окисей, которые в дальнейшем подвергаются коагуляции; 7) окисление закисных соединений железа и марганца железобактериями и фиксирование гидратов окисей этих металлов в телах бактерий.

Перемещение суспензий мелко раздробленных минералов по почвенному профилю из верхних горизонтов в нижние, по всей вероятности, является широко распространенным. Анализы корочек на структурных отдельностях иллювиальных горизонтов, опубликованные в работе Геммерлинга, показали большое количество в них глинозема. Непосредственное же определение свободного гидрата глинозема показало его отсутствие. Таким образом, здесь увеличение содержания глинозема произошло, очевидно, вследствие вмывания богатых им тонких суспензий.[2] Но, повидимому, если и происходит вмывание в иллювиальные горизонты тонких суспензий, то эти суспензии не являются материалом для образования ортштейнов, так как анализ ортштейнов обнаруживает в общем незначительное количество кремнезема, извлекаемого кислотой и щелочью, и, наоборот, огромное, в сравнении с кремнеземом, количество полуторных окислов, главным образом, железа. Следовательно, вынос мелкораздробленных силикатов хотя и является возможным явлением, но, по всей вероятности, продукты этого выноса не принимают большого участия в образовании ортштейнов.

Выщелачивание полуторных окислов в виде коллоидальных гидратов является возможным в особенности благодаря защитному действию кремнекислоты и гумуса. Возможность такого защитного действия золей кремнекислоты доказана обстоятельными исследованиями Рейфенберга; законно ожидать такого же защитного действия от золей гумуса. Но, по всей вероятности, если бы передвижение полуторных окислов происходило в этом состоянии, мы имели бы для железа и алюминия одинаковую подвижность, что противоречит действительности. Железо в подзолистых

[1] Формы миграции полуторных окислов и способы их осаждения в значительной части заимствованы у проф. И. В. Тюрина из его учебника «Курс почвоведения» (37), а также указаны им в личной беседе со мною, за что пользуюсь случаем выразить ему свою признательность.

[2] Исследования химического состава суспензий обстоятельно проведены Л. П. Беляковой, а позднее А. А. Роде, и обеими работами установлено наличие высокого содержания окиси алюминия в тонких фракциях.

почвах принадлежит к числу наиболее подвижных элементов, тогда как алюминий является мало подвижным. В ортштейнах мы точно так же имеем гораздо более значительное накопление железа по сравнению с алюминием. Это видно как из наших анализов, так и из анализа, произведенного Б. Д. Зайцевым (17). Точно такие же результаты дают еще неопубликованные анализы подзолов из поймы р. Мологи, произведенные Е. А. Афанасьевой. Наличие такой высокой подвижности железа в подзолистых почвах (чего нет, например, в степных, где часто алюминий является более подвижным элементом, чем железо) заставляет предполагать, что при подзолистом процессе железо движется в каких-то особых, свойственных только ему и марганцу, формах, в которых алюминий не существует. Необходимо оговориться, что несколько противоречивые результаты дают анализы Xelbig (39), что может быть связано с особой историей исследованной им почвы.

Передвижение полуторных окислов в виде истинного раствора их соединений представляется наиболее вероятным. Подтверждением этому служит присутствие в подзолистых почвах довольно крупных обломков минералов, из которых начисто вынесено все железо. Наличие таких промытых и обесцвеченных обломков минералов, диаметром до 0.5 см, констатировано в песчаных подзолах, — разрезы 1 и 5, описанные выше. В других почвах удавалось наблюдать размеры оподзоленных обломков до 2 см. Такое же обесцвечивание, но уже более мелких зерен, происходит в самых ранних стадиях оподзоливания, и эти-то обесцвеченные минералы придают подзолистому горизонту его своеобразный белесый цвет, который в верхнем горизонте маскируется гумусом. Представляется совершенно невероятным вынос железа в коллоидальном состоянии из нетронутого минерала; по всей вероятности, такое выщелачивание возможно только в состоянии истинного раствора. Вынос полуторных окислов в состоянии истинного раствора возможен следующими тремя способами, которые уже упоминались выше: 1) в виде комплексных соединений, 2) в виде трехвалентных катионов и 3) в виде двухвалентных катионов, которые существуют только у железа, так как алюминий не бывает двухвалентным. Кроме железа, закисные соединения легко образует также и марганец.

Комплексные соединения известны как для железа, так и для алюминия. Железо дает комплексные железо-синеродистые и железо-щавелевокислые соединения; алюминий — с винной кислотой, с яблочной кислотой, с глюкозой, со свекловичным сахаром и, повидимому, так же как и железо, со многими другими органическими веществами. Таким образом, этот путь является вполне возможным. Но насколько распространены такие формы миграции в настоящее время судить трудно, в виду малой изученности таких комплексных соединений. Если бы вынос полуторных окислов происходил в виде таких комплексных соединений, мы не имели бы такого преобладания в выносе железа над алюминием, так как оба эти элемента образуют такие соединения одинаково легко.

Передвижение железа и алюминия в виде трехвалентных катионов в соединении с органическими кислотами является маловероятным, так как соли алюминия, и еще в большей степени железа, подвергаются сильному гидролизу. Они не могут существовать при реакции среды, близкой к нейтральной, и даже при довольно низких pH выпадают в виде гидроокисей. По данным Ioffe и McLean (21), железо и алюминий существуют в различных формах, что зависит от природы аниона, с которым они соединены. Они дают табл. 7.

Таблица 7

pH различных солей алюминия и железа

Анион	Выпадает из раствора нацело		Присутствуют молекул. формы		Присутств. в виде золя	
	Al	Fe	Al	Fe	Al	Fe
PO_4'''	3.2	—	—	—	—	—
SO_4''	4.8	3.8	4.5	3.2	Золя не получ.	2.2—3.4
Cl'	5.8	5.5	5.1	4.6	4.3—5.6	2.4—5.2
NO_3'	6.0	5.4	5.9	4.0	4.4—5.9	2.4—5.2
Смесь из равных эквивалентн. растворов SO_4'' Cl', NO_3'	4.9	4.7	4.8	2.8	4.0—4.8	2.4—4.4

Следовательно существование солей алюминия и трехвалентного железа ограничено условиями — для алюминия pH не выше 5, для железа — не выше 4: даже если принять во внимание, что почвенные кислоты являются более слабыми, чем серная, мы должны иметь еще более низкую реакцию, при которых существуют их соли. Такие условия в почвах могут осуществлять при крайне высоких степенях оподзоленности, т. е. в поздних стадиях подзолистого процесса. В более ранних стадиях его, когда реакция почвы является нейтральной или слабокислой, образование молекулярно растворенных солей полуторных окислов не может иметь места. Кроме того, здесь необходимо отметить, что, так как соли алюминия являются менее гидролизуемыми, чем соли окиси железа, и выпадают при более высоких значениях pH, мы должны бы иметь преобладание выноса алюминия над железом, если бы оподзоливание происходило таким путем. В действительности в подзолистых почвах мы никогда не наблюдаем преобладания в выносе алюминия над железом. Таким образом, можем заключить, что если и происходит передвижение полуторных окислов в подзолистых почвах в виде их окисных солей, то это имеет ограниченное распространение и может происходить только в поздних стадиях подзолистого процесса; по всей вероятности, в таком состоянии передвигается по преимуществу алюминий, а не железо, так как соли алюминия сильнее гидролизуются.

Наконец, последняя из перечисленных форм миграции — это соли закиси железа и марганца. Образование закисных соединений в почвах

широко распространено в районах влажного климата. Все глеевые горизонты обязаны своим происхождением растительным процессам, причем, как это уже отмечалось в нашей работе (7) о кислороде в почвенных водах, глеевый процесс происходит только за счет органического вещества, образующегося в горизонтах почвы, лежащих над глеевым, или же эти органические вещества приносятся грунтовыми водами из заболоченных почв данного района. Органическое вещество, таким образом, является единственной причиной оглеения. На окисление органического вещества вначале расходуется растворенный в воде кислород, а затем — кислород окисных соединений железа и марганца, которые превращаются в закисные соединения. В результате такого превращения железо и марганец становятся подвижными и в дальнейшем выпадают в местах контакта с кислородом. Освобождающаяся энергия окисления закисных солей железа и марганца в значительной части, а может быть и полностью, используется бактериями. Таково происхождение озерных, болотных и дерновых руд. Содержание кислорода в водах гумусовых горизонтов подзолистых почв оказалось значительно ниже, чем в водах иллювиальных горизонтов или неоглеенной материнской породы. Следовательно, и характер распределения растворенного кислорода подтверждает возможность выноса железа в виде закисных соединений. Таким образом, кислород, растворенный в воде гумусовых горизонтов, расходуется на окисление органического вещества и дыхание корней, и начинается расходование кислорода окисных соединений железа и марганца. Последние, превращаясь в закисные соединения, становятся более растворимыми и менее гидролизуемыми. Вместе с просачивающейся водою эти соединения выносятся вниз, где снова происходит окисление их, так как вода здесь обогащается кислородом.

Исследования Крюкова и Авсеевича (23) выяснили, что соли закисного железа устойчивы при pH ниже 6.8. Выше начинается выпадение гидрата закиси железа, которое происходит особенно интенсивно при pH =7.1. Если передвижение железа происходит в виде закисных соединений, то морфологические признаки оподзоленности в виде белесого горизонта A_2 будут появляться, когда pH будет ниже 6.8. В действительности мы и встречаем это. Определение кислотности почв Кузминского поля показало, [1] что гумусовый горизонт рендзины имел pH =6.60—6.85. Под ним мы уже имеем редкие незначительные белесые пятна, т. е. начало подзолистого процесса уже стало отражаться на морфологии. Слабоподзолистая почва, которая имеет уже довольно хорошо выраженный горизонт A_2 и в которой даже встречаются изредка мелкие зерна ортштейна, имеет pH гумусового горизонта около 6.0, а горизонта B — 6.58. Все черноземные почвы, в которых не происходит передвижения железа и совершенно отсутствуют морфологические признаки оподзоленности, имеют pH близким к 7. По всей вероятности, если при pH выше 7 и происходит образование закисных соединений железа, то в этих условиях они являются неподвижными, так как растворимость гидрата закиси железа в щелочной среде ничтожна (см. Крюков и Авсеевич).

[1] Определение производилось хингидронным электродом семь раз в течение лета.

Таким образом, наиболее вероятными формами, в каких происходит миграция в почвах железа и марганца, являются их закисные соединения. Повидимому, только этим и можно объяснить, почему такие различные в общем химические элементы, как железо и марганец, — имеющие лишь одно общее свойство давать растворимые закисные и нерастворимые в почвенных условиях окисные соединения, — ведут себя совершенно аналогично и подчиняются общим законам миграции в почве.

Выпадение гидрата окиси железа и марганца [1] из растворов закисных солей может происходить вследствие различных причин: во-первых, вследствие повышения pH почвенного раствора, что обычно происходит при опускании его из верхних почвенных горизонтов в более глубокие вследствие растворения карбонатов или поглощенных катионов; при этом происходит выпадение гидрата закиси, который затем окисляется в гидрат окиси, во-вторых, вследствие окисления кислородом растворенной закисной соли без участия микроорганизмов; в третьих, вследствие окисления растворенного закисного соединения бактериями. Получившиеся в результате выпадения первыми двумя способами золеобразные гидраты окисей железа и марганца могут коагулировать с отрицательными золями гумуса. При окислении бактериями железо находится внутри слизистых чехлов, которыми одеты железо-бактерии, и, повидимому, уже в коагулированном состоянии. Может быть, бактерии используют не только энергию окисления, но и энергию коагуляции. Нам кажется чрезвычайно маловероятной возможность образования ортштейновых конкреций в результате первых двух способов окисления. Так как концентрация закисных солей в почвах бывает, чрезвычайно ничтожна, то золь гидрата окиси, который получится в результате окисления, будет равномерно распределен по всей почвенной массе, где происходит этот процесс. При коагуляции таких ничтожных концентраций золя окиси железа осадок всегда получается порошкообразным, а не в виде сгустка, и совершенно неспособен склеивать. Может быть, такое происхождение имеет окраска иллювиальных горизонтов глинистых подзолов, в которых отсутствуют конкреции ортштейна, а весь горизонт имеет равномерную и яркую окраску от окислов железа. Обычно над таким иллювиальным горизонтом в глинистых подзолах присутствует переходный горизонт, обозначаемый A_2B, который состоит из белесой оподзоленной породы с большим количеством ортштейновых зерен. Такие скопления железа и марганца, какие бывают в ортштейновых конкрециях, имеющие происхождение из воды с незначительным содержанием этих элементов, по всей вероятности,

[1] В каких формах находится марганец, неизвестно; принято выражать анализы в виде закиси — окиси Mn_3O_4, но, по всей вероятности, это не совсем правильно, так как анализы болотных и озерных руд, приведенные в статье Фохта, дают присутствие MnO и MnO_2 точно такие же результаты дали анализы конкреций со дна морей, приведенные в статье Самойлова и Титова, причем часто преобладающая часть марганца находится в виде перекиси.

могут быть объяснены только аккумулирующей работой микроорганизмов. [1] Иначе этот процесс является совершенно непонятным. Сходными внешне с иллювиальными горизонтами глинистых подзолов, в которых окислы железа распределены равномерно, являются также иллювиальные горизонты песчаных подзолистых почв, образовавшихся на карбонатной породе. Сходство их, повидимому, состоит в том, что в обоих закрепление железа происходит вследствие высокой, близкой к pH =7, реакции почвы; поэтому неподвижным здесь является не только окисное, но также и закисное железо.

Попытаемся здесь пояснить те представления, которые возникают о процессах, являющихся причиной образования выделенных выше разновидностей иллювиальных горизонтов.

Иллювиальные горизонты песчаных почв на карбонатной породе, а также почв, находящихся в начальной стадии подзолистого процесса, имеют pH около 7 или выше. Повидимому, железо и марганец, приносимые сюда из верхних горизонтов почвенными водами в закисных формах, выпадают из раствора по причине щелочной реакции этих горизонтов. Вначале образуется гидрат закиси, который быстро окисляется в гидрат окиси по следующей схеме:

1. Fe — раствор в кислой среде → $Fe(OH)_2$ осадок в щелочной среде
2. $4Fe(OH)_2 + O_2 + 2H_2O = 4Fe(OH)_3$.

Несомненно, процесс восстановления окисных соединений железа в гумусовом горизонте и вымывание из него закисных соединений не идет постоянно, а является временным или сезонным.

Иллювиальные горизонты песчаных почв, в виде желтоватых рыхлых горизонтов, характерны для подзолов с глубоким уровнем грунтовых вод. Эти иллювиальные горизонты имеют pH обычно ниже 7, и выпадение в них полуторных окислов из растворов закисных солей происходит, повидимому, вследствие окисления их. Образующиеся окисные соединения являются неустойчивыми в почвенных условиях, так как могут существовать только при очень низких значениях pH (см. исследования Ioffe и McLean, 21), и поэтому происходит выпадение гидроокисей железа и марганца из этих растворов.

Обе эти разновидности иллювиальных горизонтов образуются исключительно в результате вмывания веществ, вынесенных из вышележащих горизонтов. Они известны у шведских исследователей под названием автохтонных ортштейнов. Содержание вмытых в них железа и марганца не бывает высоким даже в случаях резкой оподзоленности вышележащих горизонтов.

Иллювиальные горизонты песчаных подзолов в виде сцементированных железистых или марганцовистых горизонтов всегда связаны с грунтовыми водами. Эти горизонты если и не достигли еще той стадии развития, когда

[1] Эта точка зрения на ортштейны как на результат жизнедеятельности бактерий была впервые высказана А. Я. Гордягиным (15).

они называются болотными или дерновыми рудами (по терминологии шведских исследователей — аллохтонные ортштейны), то, во всяком случае, процесс их образования аналогичен таковому последних. Они образуются вследствие окисления закисных соединений, растворенных в грунтовых водах, притекающих со стороны. Реакция окисления закисных соединений протекает, повидимому, по следующему уравнению:

$$2FeR_2 + O_2 + H_2O = 2Fe(OH)_3 + 4HR,$$

где $2FeR_2$ — раствор закисной соли, $2Fe(OH)_3$ — осадок гидроокиси и R представляет собою радикал какой-либо кислоты.

Благодаря этому процессу накапливаются огромные количества гидратов железа и марганца. Условия местонахождения таких образований в песчаных подзолах, в контакте с болотными массивами, говорят за то, что все эти вещества выносятся из болотных почв, где переходят в раствор благодаря восстановительным процессам, превращающим их из нерастворимых форм в растворимые.

Иллювиальные горизонты глинистых слабоподзолистых почв и почв на карбонатных породах, представляющие собою красноватые от вмытых окислов железа горизонты, но без ортштейновых конкреций, являются аналогичными как по морфологии, так, повидимому, и по генезису.

Иллювиальные горизонты сильно оподзоленных суглинистых почв бывают различными. Это, во-первых, выделения ортштейновых конкреций, заключенных в оподзоленную породу, и, во-вторых, красноватые горизонты породы с вымытыми полуторными окислами, залегающие глубже горизонта образования ортштейна. Выделение ортштейновых конкреций за счет материала, приносимого из верхних горизонтов, наблюдается только в глинистых подзолах, тогда как железистые конкреции и железистые сцементированные горизонты в песчаных почвах всегда образуются за счет материала, приносимого грунтовыми водами со стороны. В случае отсутствия такого приноса иллювиальные горизонты песчаных почв не бывают сцементированными. Образование ортштейновых конкреций в глинистых подзолах может быть объяснено только, как результат окисления закисных соединений железа и марганца биологическим путем. Только благодаря организмам может происходить такое накопление элементов, закисные соединения которых имеют потенциальную энергию окисления из чрезвычайно разведенных растворов, какими являются почвенные воды.

Такое окисление может происходить там, где воздух проникает по почвенным порам, и, с большей вероятностью, в подгумусовых горизонтах, так как в гумусовых горизонтах кислород, растворившийся в воде, быстро расходуется на процессы окисления органического вещества и дыхания корней. Те закисные соединения, которые не успели окислиться биологическим путем за время передвижения раствора через горизонт распространения ортштейновых конкреций, уносятся почвенными водами в более глубокие горизонты и движутся до тех пор, пока не достигнут

горизонтов, имеющих pH выше 7, где произойдет вытеснение ионов двухвалентного железа или марганца ионами щелочноземельных металлов; таким образом, в подзоле появляется иллювиальный горизонт, аналогичный таковому в слабоподзолистых почвах. Кроме этого, железо и марганец могут выпасть из раствора также и вследствие окисления химическим путем без участия железо-бактерий. Так, повидимому, и образуются иллювиальные горизонты в виде ржавых и желтых пятен, имеющих pH ниже 7. Из исследованных нами почв Детскосельского поля только горизонт B лесной почвы разреза 10 имеет реакцию ниже 7, а именно 5.6, тогда как все остальные иллювиальные горизонты глинистых почв, залегающие глубже горизонта A_2B с конкрециями ортштейна, имеют pH около 7 и, таким образом могут быть отнесены к первой группе; от последнего они отличаются также и по морфологии.

Иллювиальные горизонты в виде мощных железисто-марганцовистых конкреций, встречающиеся в подзолах субтропиков, не могут быть результатом вымывания из вышележащих горизонтов, так как количество железа и марганца в них чрезвычайно велико. Несомненно в их образовании участвует боковой приток грунтовыми водами. Таких образований мы не встречаем в подзолистых суглинках Севера. Это, очевидно, является следствием того, что близкие грунтовые воды в северных почвах ведут к заболачиванию, а следовательно, и к накоплению органического вещества, которое создает неблагоприятные условия для проникновения воздуха. Поэтому в глинистых почвах с близкими грунтовыми водами создаются затрудненные условия для окисления закисных соединений, и они уносятся грунтовыми водами дальше. Такая почва подвергается в конце концов оглеению. В отдельных случаях в глинистых подзолах возможно накопление железа и марганца из грунтовых вод, но это может быть только в тех случаях, когда такой подъем грунтовой воды является временным или сезонным, во всяком случае, кратковременным. В почвах субтропиков, благодаря лучшим условиям для разложения органических веществ не происходит такого накопления гумуса. Действительно, по данным В. А. Ковда (22), подзолистые почвы с мощными ортштейновыми образованиями в слое 0—5 см глубины имеют около 4% гумуса, а глубже — только около 1.5%, хотя все же и в этих условиях они являются более темноокрашенными и более гумусными, что, повидимому, является следствием близости грунтовых вод. Благодаря малой гумусности, эти почвы не препятствуют проникновению воздуха; в них может происходить окисление закисных соединений, в результате чего и накапливаются гигантские глыбы в 15—20 кг весом.

Ортштейны представляют собою одну из форм выделения железа и марганца в иллювиальных горизонтах подзолистых почв. Они происходят как за счет материала, приносимого из вышележащих горизонтов почвы, так и из материала, приносимого грунтовыми водами со стороны. Во втором случае они часто называются дерновыми или болотными рудами, но по химическому составу и процессу выделения они являются аналогичными. Кроме железа и марганца, в состав ортштейнов входит значительное количество органического вещества, а также захваченная новообразованием порода или почва. Заметную роль в составе новообразования играют и другие элементы, в особенности магний.

Выводы

Морфология подзолистых почв является результатом различных и противоположно действующих биологических и физико-химических процессов, развивающихся в ней, причем решающую роль в создании морфологии имеют окислительно-восстановительные процессы.

Элювиальные горизонты обедняются железом (марганцем) по причине восстановления его соединений в закисные, причем кислород окисных соединений расходуется на различные биологические процессы, в том числе на окисление органического вещества.

В закисных формах железо приобретает бо́льшую подвижность и выносится в глубокие горизонты, вода которых богаче кислородом, чем вода верхних горизонтов. Здесь и происходит окисление закисных соединений.

Процесс окисления закисных соединений железа в почве может происходить биологическим путем, причем свободная энергия окисления потребляется микроорганизмами для своих жизненных процессов.

Окисные соединения железа (и марганца) накапливаются в телах железо-бактерий в количестве, во много раз превышающем вес их органического вещества. В результате биологического окисления образуются конкреционные формы иллювиальных горизонтов.

Иллювиальные горизонты неконкреционного характера образуются в результате окисления закисных соединений, повидимому, без участия микроорганизмов. Это может происходить двояко: во-первых, как следствие выпадения гидрата закиси железа из раствора, просачивающегося сверху, по причине щелочной реакции иллювиальных горизонтов и последующего окисления его в гидрат окиси; так, по всей вероятности, образуются иллювиальные горизонты в почвах, сформировавшихся на карбонатных породах; во-вторых, в результате окисления растворяющимся в воде кислородом растворенной закисной соли, которая просачивается сверху. Это может происходить в почве, поры которой не наполнены водой. При этом выпадает гидрат окиси железа, так как образующиеся в растворе окисные соединения нерастворимы при кислотности среды, близкой к нейтральной или слабокислой. Такие иллювиальные горизонты характерны для почв с глубокими грунтовыми водами и образующихся на некарбонатной породе.

Болотные и дерновые руды не являются отличными по составу от ортштейнов, и в химическом процессе их выпадения разницы, по всей вероятности, не существует, но элювиальными горизонтами почв с такими ортштейновыми образованиями нужно считать заболоченные почвы окружающих территорий.

Принципиально правильным является причисление всех конкреционных форм иллювиальных железистых горизонтов, в том числе и болотных

руд, к одной категории образований — к ортштейнам и разделение их на автохтонные и аллохтонные ортштейны, как это принято шведскими авторами. Может быть, и нам следует придерживаться этого принципа и различать гетероморфные и автоморфные формы иллювиальных горизонтов тем более, что не всегда их можно различать между собою как по составу, так и по происхождению. Часто мы называем ортштейнами железистые горизонты, имеющие генезис болотных руд, только потому, что количество накопившегося в них железа еще недостаточно для того, чтобы назвать их рудой.

В заключение считаю своим долгом выразить самую искреннюю благодарность проф. И. В. Тюрину, а также А. А. Роде за помощь, которая была ими оказана при выполнении этой работы.

II. A FEW DATA ON THE COMPOSITION AND FORMATION

Summary

Ortstein is a rather characteristic new growth for podzolic soils, especially for such, in which the process of podzolisation is clearly expressed. The genesis of this new growth arrested the attention of many a soil scientist, and after the experiments of Aarnio the opinion prevails, that ortstein are formed as a result of an intercoagulation of differently charged colloids. The sea-, lake- and bog-ferrugineous-manganese ores by their aspect, as well as by their chemical composition — are similar to ortstein formations. Some time since there arose among investigators, studying this new growth, an unconformity of opinions. The formation of the above mentioned ores was ascribed either to different physico-chemical processes, or to the activity of micro-organisms, chiefly of ferro-bacteria. And the investigations of B. V. Perfiliev alone could put aside all the objections against the biogenetic hypothesis. Podzolic soils are characterised by a great mobility of the compound of iron and manganese; these elements, being leached from the upper horizons, are precipitated anew in the lower horizons, these latter acquiring the colouring and the structure peculiar to illuvial horizons.

The main forms of illuvial horizons met with in soils are the following:

1. Loose, hardly cemented horizons of a red colouring, formed on calcareous parent material, or on such which is but slightly leached, with a pH close to 7 or more.

2. Yellowisch, loose, wholly uncemented horizons in sandy soils, frequently underlying a whitish podzolic horizon of great thickness.

Corresponding horizons in clayey soils are rich in ortstein concretions (ore-grains) which are often formed in the lower part of the whitish horizon. The pH of these illuvial horizons is usually lower than 7, and the ground waters under such soils lie at a comparatively greater depth.

3. Dark reddish-brown, frequently nearly black, cemented horizons, often rich in ortstein concretions, or else loose and with a relatively high humus content. Such horizons in the form of a continuous pan are common in sandy soils, whereas in clayey soils they are described only in subtropical podzols and nearly never appear in podzolic soils of northern regions. These illuvial horizons, when they are not relict, are always connected with a shallow ground water level.

In the process of ortstein formation two phases should be distinguished: the removal from the eluvial horizons of compounds, which serve as material to the formation of ortstein, and the process of the formation of ortstein-concretions. The first phase of the process, i. e. the leaching may proceed in the following way:

(1) in the form of fine soil suspensions from the upper horizons into the lower ones;

(2) in the form of hydrates of sesquioxydes in the colloidal state;

(3) in the form of complex compounds of iron and aluminium with organic matter;

(4) in the form of salts of aluminium and of trivalent iron;

(5) in the form of protoxides of iron and manganese.

The second phase of the process, i. e. the fixation of these mobile compounds from real or from colloidal solutions, and the formation of ortstein may be due to the following causes:

(1) to coagulation by electrolites — soils or suspensious which were removed from the upper horizons;

(2) a mutual sedimentation of colloids;

(3) an irreversible coagulation of colloids at drying, as the result of the sucking out of water from the soil by the root system;

(4) the decomposition of the organic part of the complex or of a saltlike ferri- or alumo-organic compound, leading to the formation of a free hydrate of iron or aluminium oxide;

(5) the expelling of the ion of iron- or aluminium oxide by the alkaline-earth ions, and a subsequent coagulation of the formed hydroxides;

(6) oxidation of the dissolved compounds of ptotoxides of iron and manganese and the formation of colloidal hydrates of oxides, which subsequently are subjected to coagulation;

(7) oxidation of the compounds of protoxides of iron and manganese by ferri-bacteria and the fixing of the hydroxides of these metals in the bodies of the bacteria in quantities many times surpassing the weight of the organic matter of the bacteria.

In discussing the means, by which proceeds the removal of the matter, which is forming ortsteins lower down, the removal in the form of compounds of protoxides seems to be the most probable, for evidently only thereby it is possible to explain, that iron and manganese, rather different in their chemical nature, behave quite similarly. Contrary to these, aluminium which is unable to form compounds of protoxide — behaves differently; to aluminium belongs to much less mobile elements in conditions of podzolis soils, and does not accumulate in ortsteins; however this would not be the case if the migration would take place in some other form than of protoxide compounds. The possibility of the formation of protoxide compounds in the upper soil horizons is also confirmed by the fact, that usually

in the soil water of upper horizons is observed but a minimum of dissolved oxygen, for it is wasted on biologic processes.

The oxidation of protoxide salts may proceed either through biologic processes or by way of purely chemical reactions, without the participation of organisms. Evidently, the concretional forms of illuvial horizons (ortsteins) are due to biological processes, for otherwise it is impossible to imagine such a great concentration of iron and manganese from such extremely diluted solutions of their salts as are the soil- and ground waters. Illuvial horizons with equally distributed iron oxides may, evidenthly be formed without the participation of micro-organisms, as a result of a direct oxidation by oxygene. It should be mentioned that a pH near to 7 is characteristic of illuvial horizons, where iron is equally distributed in the whole mass of the horizon without the formation of hydrates of iron oxide. The process obviously proceeds in the following way: the ion of iron protoxide in the form of a hidrate of protoxide is being expelled by the ion of an alkaline-earth metal and the bivalent iron, which hereby has become insoluble, and consequently immovable, is here being oxidised into the trivalent form.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аарнио В. Почвоведение, № 2 и 3, 1915.
2. Aarnio, B. Über die Seeerzbildung in Südfinn. Binnenseen. Schwedisch Geol. Komits. Geotekn. Medd. № 20.
3. Aschan O. D. Bedeutung d. wasserlösl. Humusstoffe für die Bildung der See- und Sumpferze. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1907.
4. Афанасьев Я. Н. Очерки почв Белоруссии. Горки. 1926.
5. Белякова Л. П. Состав почвенных суспензий различной степени дисперсности в почвах степного, солонцового и болотного типов. Памяти К. Д. Глинки. 1928.
6. Быстров С. В. Несколько данных о содержании растворенного кислорода в водах подзолистых и глеевых почв (сдано в печать).
7. Вернадский В. И. акад. Живое вещество в химии моря. Научно-технич. отдел ВСНХ. Петроград, 1923.
8. Виноградский. Über Eisenbakterien. Botan. Zeitung, 1888.
9. Его же. Die Eisenbakterien als Anorgoxydat. Zentrbl. f. Bakt., 1922.
10. Wityn. Die Hauptphasen des Podsolbildungsprocesses. Riga, 1924.
11. Гедройц К. К. Почвы, не насыщенные основаниями. Ин-т Оп. агр., т. 22., 1921—23.
12. Геммерлинг В. В. Русский почвовед № 4—5, 1922.
13. Глинка К. Д. Ежегодник по геологии и минералогии России, т. 8, 1902.
14. Гордягин А. Я. Труды общ. естествоисп. при Казанском унив., т. XXXIV, вып. 3, 1900.
15. Дерюгин К. М. Баренцово море по Кольскому меридиану. Труды северной научно-промыслов. экспедиции, 1923.
16. Завалишин А. А. Несколько наблюдений к познанию почв с близким глеевым горизонтом. Памяти К. Д. Глинки. Л., 1923 (сборник).
17. Зайцев Б. Д. Лесные почвы Красногвардейского учлеспромхоза, сформировавшиеся на моренных породах, содержащих карбонаты. Труды Лесотехн. ак., вып. XXXVIII. Лесоводственный цикл, 1931.

18. Захаров С. А. К вопросу о значении микро- и макрорельефа в подзолистой области. Почвоведение, № 4, 1910.
19. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда. Спб., 1877.
20. Ioffe and McLean. Soil Science 26, 1 and 4, 1928.
21. Ковда В. А. Почвы табачных районов (6) Сухумского уезда, Абхазской ССР. Труды Всесоюзн. ин-та табачной промышл., вып. 112, Краснодар, 1934.
22. Крюков П. А. и Авсеевич Г. П. О гидролизе и окислительно-восстановительном потенциале системы ферри-ферро. Труды ЛОВИУА, в. 17, 1933.
23. Lieske, R. Beitrag zur Kenntnis d. Physiologie v. Spirophyllum ferrugineum. Ellis. Jahrb f. Wiss. Bot. Bd. 49, 1911.
24. Mattson. Soil Science, 25, 289, 1928, Soil Science, 28, 179, 1929.
25. Molisch. Die Eisenbakterien. 1910.
26. Naumann E. Über die See- und Sumpferzbildung. Süd und M. Schwedens.
27. Перфильев В. В. Новые данные о роли микробов в рудообразовании. Изв. Геологич. ком., т. XIV, вып. 7, 1926.
28. Полынов Б. Б. Известия Докучаевского почвенного комитета, № 2, 1915.
29. Проневич А. П. Характер выщелоченного горизонта лесной подзолистой почвы и его отношение к морфологическому подзолистому горизонту. Памяти К. Д. Глинки. Л., 1928.
30. Reifenberg A. Kolloidchem. Beih., 28, 3, 1929.
31. Роде А. А. О химическом составе механических фракций нескольких почв подзолистого и подзолисто-болотного типов. Ак. Наук СССР. Труды Почвенного ин-та, т. VIII, 608, 1933.
32. Самойлов Я. В. и Титов А. Г. Железо-марганцевые конкреции со дна Черного, Балтийского и Баренцова морей. Труды Геол. и Минерал. музея Росс. Ак. Наук, т. III, вып. 2. 1917—1918.
33. Симаков В. Н. Новые данные о взаимодействии коллоидов, встречающихся в почве. Почвоведение, № 1—2, 1929.
34. Сукачев В. Н. Несколько наблюдений над ортштейновыми образованиями на юге России. Почвоведение, № 2, 1903.
35. Tamm O. Markstudier i det Nordswenska Barrskogsomradet. Stockholm, 1910.
36. Тюрин И. В. Курс почвоведения. Сельхозгиз. 1933.
37. Филатов М. Очерки почв Московской губ. Москва. 1923.
38. Vogt J. H. Über Manganwiesenerzen und über das Verhältniss zwischen Eisen und Mangan in d. See- und Wiesenerzen. Zeitschr. f. prakt. Geologie, XIV, 1906.
39. Xelbig. Zeitschr. f. Forest.-und Jagtwesen, H. 1, 1909, 1913.

О. А. ПОЛЫНЦЕВА и Е. Н. ИВАНОВА [1]

КОМПЛЕКСЫ ПЯТНИСТОЙ ТУНДРЫ ХИБИНСКОГО МАССИВА И ИХ ЭВОЛЮЦИИ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ПОЧВЕННОГО И РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВОВ

1. Общая характеристика ландшафта Хибинских тундр

В пределах Хибинского массива тундры пользуются широким распространением в высокогорных областях, выше 500 м над уровнем моря; ниже их, по склонам, идет полоса леса: сначала березовое криволесье с *Betula Kusmisscheffii*, затем елово-березовое редколесье, сменяющееся внизу, на заболоченных шлейфах, снова березовым криволесьем.

Плоские, широкие долины выполнены валунно-галечниковыми озерно-речными отложениями, образующими хорошо выраженные террасы. Поверхность этих террас занята чередующимися участками березового криволесья и тундровых пространств. Чем вызвана эта инверсия зон и новое появление тундрового ландшафта в долине, в зоне леса, сейчас с полной достоверностью сказать трудно; одной из вероятных причин отсутствия здесь леса, повидимому, служат ориентация долины в меридиональном направлении, вследствие чего она открыта действию северных ветров, и, кроме того, скатывание в нее холодного воздуха со склонов и, может быть, временный застой его в долине.

Аналогичные явления наблюдал И. М. Крашенинников на Урале, [2] Сукачев и Поплавская [3] описывают то же самое для равнины между низовьями рр. Кудалды и Шумихи, и Шишкин [4] — для Приморья. Этой инверсии зон местами обязано наличие мерзлоты в долинах и отсутствие ее на вершинах. [5] Многочисленные примеры этих явлений приводит Л. С. Берг в работе «Основы климатологии». [6]

[1] Под редакцией В. Н. Ивановой.

[2] Крашенинников И. М. Ботанико-географические группировки и геоморфология Южного Урала. Журн. Новочеркасского отделения Ботанич. общества. 1919.

[3] Сукачев В. Н. и Поплавская Г. И. Ботаническое исследование северного побережья Байкала в 1914 г. Изв. Акад. Наук, 1914.

[4] Шишкин И. Приморье, Владивосток, 1923.

[5] Емельянов Н. Д. Верхне-Чикойский район Забайкальской области. Предварит. отчет по исследованию почв Азиатской России в 1913 г. СПб., 1914.

[6] Берг Л. С. Основы климатологии. Гиз, 1927.

По своему выражению низинная тундра в Хибинах вполне аналогична высокогорной. Те же в общем растительные группировки и та же характерная для тундрового ландшафта пятнистость и бугристость. Поэтому для изучения процессов почвообразования в Хибинских тундрах мы остановились прежде всего на тундре низинной, как наиболее доступной, и сосредоточили свои наблюдения на площадке, тяготеющей к метеорологической станции Кольской базы Академии Наук.

В районе Кольской базы Академии Наук (67° 41′ сев. шир., 33° 40′ вост. долг. от Гринвича, 370 м над ур. м.) тундра появляется на восточном берегу оз. Б. Вудьявр, резко выступает на юго-западном берегу оз. М. Вудьявр (несколько юго-западнее Купального озерка) и идет, прерываясь участками березового криволесья, к восточной оконечности оз. М. Вудьявр, подходя к оз. Сентесьявр.

Для низинной тундры характерно чередование различной величины неправильных многоугольников, покрытых щебнем или валунами с задернеными участками. Задернелость часто усиливает впечатление пятнистости наличием светлых пятен *Cladonia* среди мохово-кустарничковой растительности.

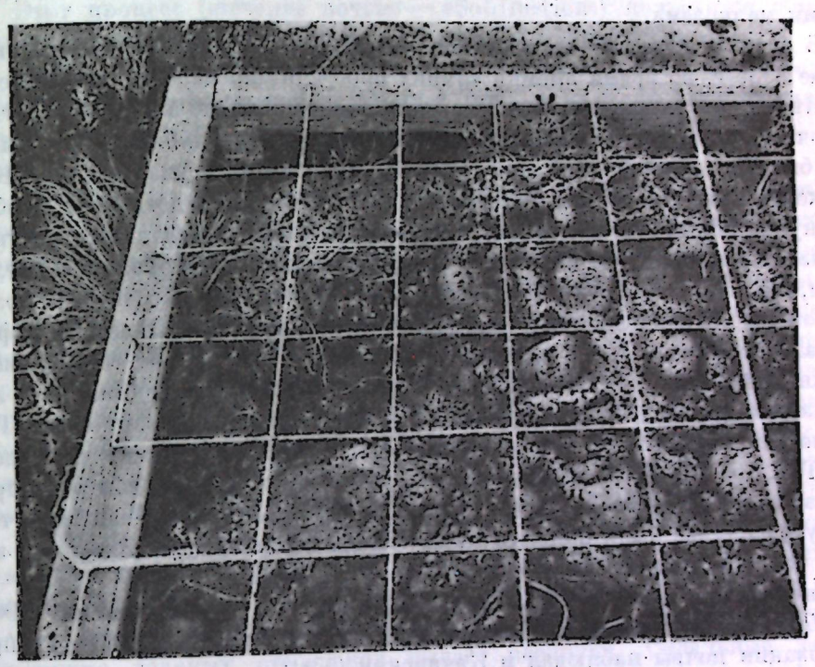
Кроме того, обычным спутником пятнистой тундры является микрорельеф, характеризующийся значительным количеством бугрообразных повышений, редко превышающих 15—20 см в высоту и очень своеобразных, благодаря ясно выраженным процессам разрушения их на известной ступени развития.

Причины, вызывающие пятно- и бугрообразование в тундрах, до сих пор не установлены из-за отсутствия специальных длительных наблюдений, и в связи с этим их возникновение объясняется различными, неустановленными теориями. В процессе почвообразования в хибинской тундре большое значение имеет явление вымораживания: при замерзании почвы находящиеся в ней включения (валуны, крупные обломки пород, дерева и пр.) выталкиваются на поверхность почвы, разрывая при этом дернину, обычно слаборазвитую, из-за суровых условий обитания для растительности.

Механизм явления вымораживания описан Högbom (141) следующим образом: вокруг камней, особенно на сырой почве, образуется жолоб, вследствие того, что камни, обладая лучшей теплопроводностью, по сравнению с мелкоземистой частью, при замерзании воды образуют вокруг себя ледяной слой (конденсация паров), который сдвигает почву и приподнимает камень; при последующем оттаивании мелкие частицы проникают под камень раньше, чем весь лед растает, и раньше, чем камень опустится на прежнее место. Таким образом, камень постепенно поднимается к поверхности, т. е. вымораживается. Во время работ в Хибинских тундрах нам приходилось наблюдать, что при замерзании почвы гнездо, где находился валун, расширяется, и валун отделяется от субстрата, на котором располагался.[1]

[1] Несколько иначе механизм этого явления описан у Hamberg (132, 133).

Фотография (фиг. 1), изображающая часть площади, взятой под наблюдение над изменением поверхностных образований в связи с процессом вымораживания, показывает ячейки валунов, образовавшиеся осенью 1934 г. после заморозков на непокрытой снегом почве. Валуны, отделившиеся от субстрата, повидимому, вышеописанным образом, представляли днем интересную картину: они оказались как бы вдавленными, т. е. на ряду с наличием жолоба вокруг валунов мелкоземистая часть почвы оказалась приподнятой. Объяснение этого нам представляется в следующем виде:



Фиг. 1. Часть площадки, заложенной для наблюдения над изменением поверхностных образований: слева бугор, справа плоская поверхность валунника.

вначале шел процесс, описанный у Högbom, но с наступлением солнечного дня, в силу лучшей теплопроводности валуна, окружавшая его ледяная оболочка растаяла, в то время как менее теплопроводная мелкоземистая часть почвы, увеличивающаяся в своем объеме при замерзании, за короткий срок действия осеннего полярного солнца этого сделать не смогла, и валун как бы осел, но не совсем на прежнее место, ибо процесс таяния сопровождался эродированием стенок лунки. Описанное явление подтверждает теорию Högbom, так как кажущаяся вдавленность валуна исчезнет к моменту полного весеннего оттаивания почвы и опускания мелкозема до нормального уровня. Наличие же «гнезда» создает благоприятные условия для отложения под камнем новых мелкоземистых частиц как с помощью ветров (осенью), так и водными потоками весной.

Тот же процесс идет, повидимому, и в толще почвы: при замерзании почвы под камнем вследствие его лучшей теплопроводности образуется линза льда (как результат конденсации паров), которая сдвигает камень относительно мелкозема; поэтому при замерзании всей толщи почвы он оказывается впаянным в более высокий слой мелкозема. При размерзании в силу тех же причин лед под камнем растает раньше, чем включающий его слой почвы, и талая вода, стекая со стенок гнезда, увлечет за собой частички мелкозема и отложит их под камнем. Когда последний осядет вместе со всей массой мелкозема, он будет приподнят относительно всей толщи мелкозема.

В этом отношении чрезвычайно интересны наблюдения, проведенные в мае 1935 г. во время выемки зимних проб для определения влажности.

Низинная тундра, покрытая снеговым покровом на 140 см (6 мая 1935 г.[1]), в почвенном профиле дала следующую картину: до глубины 17 см идет как бы сцементированный слой, с трудом поддающийся ударам лома. Как мелкозем, так и валуны плотно спаяны льдом и представляют собой мощную монолитную кору, среди которой выделяются отдельные валуны, одетые коркой (до 3 см толщины) льда, и ледяные линзы различной величины, выполняющие пустоты. Ниже 17 см монолитность нарушается более слабой сцементированностью мелкозема и валунника, но ледяная корка на валунах остается, и с глубины 25 см каменисто-песчаная толща имеет обычный характер, — она сыпучая, без заметного увлажнения.

Взятые в то же время разрезы на других площадках стационара (Полярно-альпийский Бот. сад.) показали иную картину промерзания почвы. Так, например, ельник (мощность снега 14/V =130 см) дал 5 см промерзания, а березняк (мощность снега 14/V =200 см) — 3 см; валуны в том и другом случае были покрыты лишь тонкой пленкой льда. Здесь мы видим, что в лесу процессы вымораживания затухают.

Аналогичные явления описаны Клунным для Азербайджана (190).

Образование льда путем конденсации водяных паров в пустотах при замерзании почвы наблюдал и Качинский (55).

Кроме того, в почвенных шурфах, как в пределах Хибинских тундр, так и в Монча-тундре, мы неоднократно наблюдали на некоторой глубине от поверхности скопление под валунами очень маломощных отложений (до 1 см) из перемытого хрящеватого материала. Валуны в таких случаях имели гладкие, плотные поверхности без всяких признаков механического их разрушения. В Хибинских тундрах, особенно в пределах распространения низинных тундр, эти образования наблюдались почти с поверхности, с глубины 30—40 см. В районе же Монча-тундры их приходилось обнаруживать на глубине не меньше метра от поверхности. Возможно, что здесь мы имеем дело уже с явлением «ископаемого вымораживания», происходившего в то время, когда эти участки были ближе к поверхности, а теперь от нее отдалены вследствие нового отложения наносов и развития довольно мощного слоя торфянистой покрышки, предохраняющей почвенные слои от вымораживания. На такие консервированные растительным покровом процессы вымораживания (subfossile Anfrierungsboden) указывают O. Tamm (180) и Dewey (116).

[1] Надо полагать, что в основном процессы замораживания развертываются с начала зимы, пока еще поверхность почвы не покрыта мощным слоем снега.

Помимо вымораживания отдельных включений почвенная масса сама дает эффект вспучивания (образование бугров). Механизм вспучивания нельзя считать окончательно выясненным; в последнее время физики связывают эти явления с конвекционными токами, возникающими в почве вследствие разности плотностей.

Этот процесс («течение почвы» — «Solifluction») пользуется широким распространением, повидимому не только в полярных широтах.

Работе вымораживания в значительной степени способствуют ледяные стебельки, распространение которых (как и явления вымораживания) далеко уходит за пределы полярного круга, на что указывает Э. М. Бонштедт (12).

Гладцин объясняет их образование таким образом: «При охлаждении почвы сверху вода, пропитывающая верхний слой, начинает замерзать. Нижележащие частицы воды, охлаждаясь, в свою очередь, расширяются и выталкивают вверх образовавшиеся первоначально кристаллы. Эти кристаллы, находясь в пористой массе, принимают игольчатую форму, чему способствует и характер кристаллизации воды. Будучи центрами кристаллизации, нижние концы стебельков притягивают новые порции замерзающей воды, которые выталкивают стебельки еще выше; таким образом они как бы проталкиваются изнутри силою замерзающей воды через узкие каналы в пористой почве. Что это так и происходит, доказывает факт расположения стебельков по нормалям к поверхности».

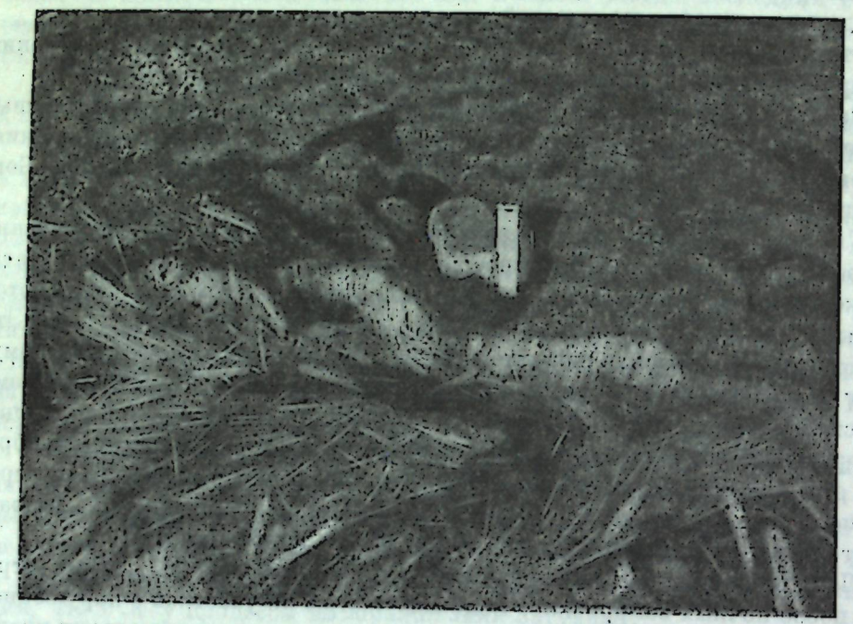
Ледяные стебельки наблюдались нами осенью 1934 г. ясными утрами, после ночных заморозков. Большею частью на участках с нарушенной дерниной или просто у дорог, на скоплениях мелкозема вырастают игольчатые кристаллы льда, образующие при слиянии плотные колоннады. Величина ледяных стебельков бывает различна. Отдельные ледяные кристаллы имеют вид волокна, они редко превышают в диаметре 1—2 мм, высота же их колеблется от нескольких миллиметров до 15.5 см.[1]

Достаточно хрупкие, они в то же время обладают значительной силой, в чем можно убедиться по приведенной фотографии (фиг. 2), где изображена центральная часть каменного многоугольника, описанию которого в 1924 г. была посвящена специальная статья И. Н. Гладцина (16, 17, 18). Белая полоса на переднем плане представляет собой разбросанные ледяные стебельки, в центре они образуют колоннаду большого количества стебельков, как бы спаявшихся между собою; на вершинках они несут мелкозем, небольшие камни и щебень, а подчас, как видно на фотографии, и довольно крупные валуны; вес валуна, изображенного на фотографии, — 806 г.; этот валун приподнят стебельками на высоту свыше 10 см.

[1] По наблюдениям Фридолина В. Ю. 29 сентября 1931 г., район Кольской базы Академии Наук.

Для более детального рассмотрения строения отдельных стебельков приведем рисунок ледяных стебельков в $^1/_2$ их естественной величины, любезно предложенный В. Ю. Фридолиным. Наблюдение сделано на пологом южном склоне высокой большой средней морены долины Кукис-вун 5/X 1934 г. в 15 часов. День ясный, морозный (фиг. 3).

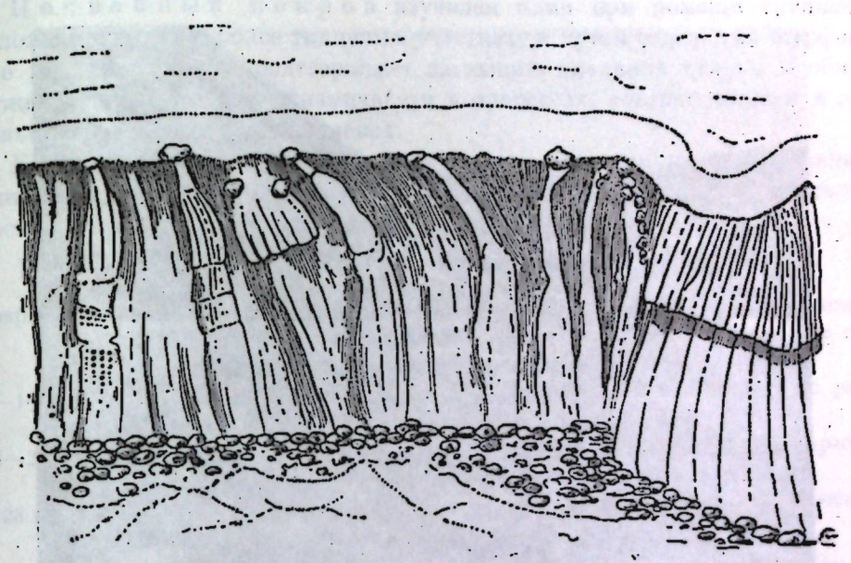
Как видно на переднем плане рисунка, ледяные стебельки представляют собою ряд ледяных волокон, спаянных между собою в столбики,



Фиг. 2. Мелкоземистые пятна среди каменных многоугольников на высохшем озерке. Сплошная щетка ледяных стебельков, выросшая на поверхности пятна. Обращенные вверх концы стебельков несут отдельные песчинки и щебень, благодаря чему поверхностный слой почвы оказался приподнятым на высоту ледяных стебельков (10 см). Белый столбик у валуна представляет сросшуюся группу ледяных стебельков, в высоту 10 см. Для масштаба около валуна поставлена колонка из стебельков.

иногда до полного стирания границ между отдельными индивидуумами, чаще же несущие ясные следы отдельных продольных волокнистых спаек с резкой сегментацией в поперечном направлении, указывающей, повидимому, на ряд циклов нарастания новых групп кристаллов. Обычно первичные сегменты несут на своих вершинах кусочки мелкозема или отдельные комки, которые при наличии большого количества стебельков создают сплошные участки взрыхленной и приподнятой поверхности почвы (фиг. 2). Сегментация отдельных стебельков очень своеобразна, что можно наглядно проследить на рисунке: нижние сегменты более мощные, в то время как верхние претерпевают уже ряд изменений в связи с процессами таяния и замерзания, в результате чего кусочки пород удерживаются лишь отдельными волокнами, или, вернее, верхний сегмент колонки оттаивает до длины отдельного первичного волокнистого кристалла.

Работа ледяных стебельков имеет, повидимому, большое значение, в процессах почвообразования в высоких широтах: они перемещают валуны и обломки пород, взрыхляют самый верхний слой почвы, разрывают дернину и тем самым приводят к ее деградации. О. Тамм указывает на то, что стебельки способствуют стиранию белесого горизонта у подзолистых почв; все это заставляет внимательнее относиться к явлению ледя-



Фиг. 3. «Ледяные стебельки» на пологом южном склоне высокой большой срединной морены долины Кукис-вун. Зарисовка В. Ю. Фридолина 5/X 1934 г. в 3 часа дня, в ясный морозный день, $^1/_2$ естественной величины стебельков.

ных стебельков и ставит на очередь вопрос изучения механизма их образования и роста.

Растительный покров на низинной тундре несомкнутый: в рамки из мелких валунников вставлены участки кустарничково-моховой и лишайниковой тундры. Изучение почвенного и растительного покрова показывает, что здесь мы имеем постоянную смену почв и растительности с сопутствующим изменением микрорельефа на фоне резко выраженных процессов вымораживания (фиг. 4).

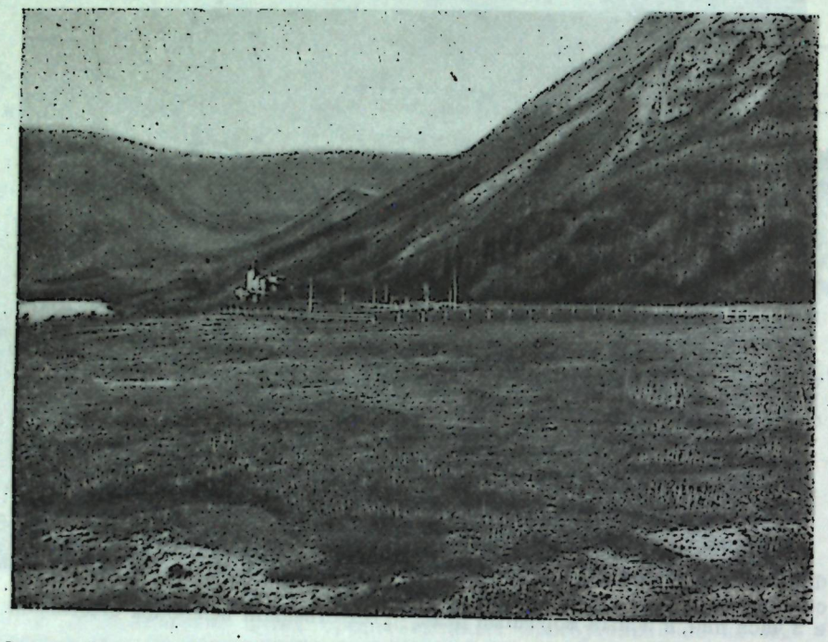
Ниже приводимая схема (любезно предоставленная нам Н. А. Миняевым, сотрудником Ботанического сада Кольской базы Академии Наук) распределения растительности дает представление о направлении процесса развития и последовательности в смене одних растительных группировок другими.

I. Обнаженные каменные полигоны с плотнолежащими валунами, на которых отдельные мхи, между валунами единично *Juncus trifidus*.

II. Участки зарастают вереском (*Calluna vulgaris*) в следующем процентном соотношении с другой растительностью:

Calluna vulgaris	65%
Azalia procumbens	10%
Cetraria islandica	5%
Cladonia mitis	3%

Единичные *Juncus trifidus*, *Cladonia alpestris*, *Cladonia*, *Vaccinium vitis idaea*.



Фиг. 4. Общий вид низинной тундры у Кольской Базы Академии Наук СССР.

III. Появление *Betula nana* после накопления сухого органического вещества и образования торфяных подушек; рост бугорка:

Betula nana	25%
Calluna vulgaris	55%
Lycopodium alpestris	5%
Cetraria islandica	25%
Cladonia mitis	10%

Единично: *Cladonia coccifera*, *Cladonia amaurocraea*, *Cladonia* sp., *Juncus trifidus*.

IV. Дальнейший рост бугорка *Betula nana* до 17—18 см. Верхушка *Betula nana* отмирает:

Betula nana	30%
Cladonia mitis	30%
Cladonia amaurocraea	20%

Cladonia alpestris	40%
Cladonia islandica	5%
Vaccinium vitis idaea	10%

Единично: *Cladonia alpicola*, *Cladonia coccifera*, *Cladonia gracilis*.

V. Разрыв бугра, отмирание *Betula nana* и мхов и преобладание лишайников.

VI. Разрушение бугра до 1 стадии.

Почвенный покров изучался нами при помощи траншей, заложенных на наиболее типичных участках, и путем отдельных шурфов. Это изучение вполне подтверждает эволюцию низинной тундры и обнаруживает ясные следы динамичности в процессах, совершающихся в отдельных компонентах комплекса.

Если взять наиболее характерные стадии, приведенные при описании цикла развития растительности, и придерживаться той же последовательности, то мы получаем следующий ряд почвенных профилей:

I. Стадия каменистого пятна:

Разр. 110/1 п. 0—8 см — с поверхности сплошной слой валунов, слабо пересыпанных мелкоземом; коричневато-бурого цвета; валуны 5.5.5, 3×5.5, реже 6×8 см, лежат рыхло; поверхность некоторых валунов изъедена;
8—18 см — коричневато-бурый, плотнее предыдущего, галечно-хрящеватый, с разбросанными валунами; корни растительности;
18—28 см — песчано-галечный (галька редкая) с валунами; зеленовато-серый; окраска неравномерная от наличия слаборжавых пятен; есть корни растений;
с 28 см — зеленовато-серый песок с ржавыми пятнами, довольно крупными валунами и обломками пород, сложение плотное.

II. Ровные участки среди валунных поверхностей, покрытые *Calluna vulgaris*, *Empetrum nigrum*, *Cetraria islandica*, *Cladonia species* и др.

Разр. 110/4 п. 0—1/3 см — рыхлый, полуразложившийся, торфянистый, коричневато-бурый;
1/3—14 см — рыхлый, каменистый, коричневый с буроватым оттенком, густо переплетен корнями растительности;
14—19 см — зеленовато-серый, неясно структурный, угловато-зернистый, супесчаный; довольно рыхлого сложения; валунов нет; частично мелкая галька;
19—24 см — сизо-бурый, супесь с галькой и валунами;
24—28 (30) см — каменистый, плотноплитчатый, супесчаный;
С 28 см — валуны с серым хрящеватым песком, очень плотного сложения.

III. Бугорок, покрытый *Betula nana*, *Empetrum nigrum*, *Cetraria islandica*, *Cladonia rangiferina*, *Cladonia silvatica*, *Cladonia alpestris*, *Azalia procumbens*.

110/3 0—3 (5) см — подушка перегнойных отложений, густо переплетенная корнями; торфянистая, темнокоричневая;
3—12 см — коричневый, рыхлый, с прослойкой мелкого валунника, залегающего *дугообразно*, повторяя очертания поверхности бугра; поверхность валунов местами изъедена процессами поверхностного выветривания; такие валуны нами встречались неоднократно под торфянистой подстилкой на низинной тундре;

12—22 см — коричневато-бурый, уплотнен, угловато-зернистый с крупным хрящем и галькой;
22—26 см — слабокомковатый, зеленовато-серый;
с 26 см — крупный валунник, с серым хрящеватым песком плотного сложения.

IV и V.

1) Разр. 110/5 п. Бугорок с отмершей *Betula nana* на вершине; склоны его обнаруживают ясную деградацию дернины. Разрез взят на склоне бугорка. Разрушенная подушка из мелких мхов; единичный куст *Calluna vulgaris*, у подножья склона редкая брусника; по склону много светлозеленых рюмочек лишайника; в нижней части склона разрушенность большая, местами обнажаются камни.
0—1 (3) см — полуразложившийся, торфянистый, темнокоричневый;
1 (3)—10 см — каменистый рыхлый, коричневый;
10—22 см — коричневато-бурый, рыхлый, ниже появляется уплотнение;
26—30 см — уплотненный, плитчатый (плитчатость довольно рыхлая), зеленовато-бурый;
с 30 см — крупный серый хрящ, с валунами плотного сложения.
2) Разр. 110/6 п. Восточная сторона того же бугра, покрытая *Empetrum nigrum*, *Vaccinium vitis idaea* и лишайниками. Выхода валунов на поверхность нет, но на глубине 5 см, валун диаметром 10 см и под ним вниз по склону такой же валун.
0—5 см — полуразложившийся, торфянистый, темнокоричневый; на границе с валунами ясные скопления крупного хряща; бесструктурный, большое количество переплетенных корней;
5—15 см — каменистый, серовато-коричневый; сероватость объясняется присутствием большого количества очень мелких обломков (дресвы) полевого шпата;
15—20 см — гумус-иллювиальный, горизонт — пятнистый, яркокоричневый;
20—24 см — светлее предыдущего, рыхлозернистый, с большим количеством мелкой гальки;
24—30 см — рыхлый, крупнопороховатый, с редкой галькой; буровато-серый;
30—35 см — уплотненный, плитчатый, зеленовато-серый с ржавым оттенком;
с 35 см — песчаный, с хорошо окатанной мелкой галькой и с крупными валунами, слой очень плотного сложения.

Таково в схеме круговорота растительности морфологическое строение почвенных профилей.

Из рассмотрения этих профилей мы видим: 1) наиболее полно развитому ценозу соответствует более полный почвенный профиль с хорошо выраженным гумусно-иллювиальным горизонтом (110_3 и 110_5); наоборот, участку с редуцированной растительностью, занятому валунниковыми поверхностями соответствует редуцированный профиль торфянистой почвы с маломощным и бледноокрашенным гумусно-иллювиальным горизонтом (110/1 п).

2) В верхней части профиля у самой поверхности сосредоточены скопления валунов, которые отчетливо повторяют очертания поверхности почвы, т. е. образуют валунные каменистые бугорки под буграми с *Betula nana*, так что после полного исчезновения растительности еще некоторое время сохраняются голые каменистые бугорки, которые затем, уже ничем не сдерживаемые, рассыпаются и сравниваются с поверхностью каменистого полигона.

3) Валуны, заключенные внутри торфяных бугров, имеют изъеденные выветриванием поверхности, свидетельствующие о том, что они когда-то лежали неприкрытыми дерниной и подвергались процессам поверхностного выветривания.

Таким образом, мы видим, что современные взаимоотношения между отдельными компонентами комплекса низинной тундры далеко не постоянны и обнаруживают ясно выраженные следы изменения их во времени: плоские каменистые поверхности когда то были буграми, прикрыты подушками мхов и современные бугры будут в недалеком будущем обнажены и обращены в площадки с рассыпанными валунами.

Таблица 1

Механический состав в процентах

Глубина образца в см	Частицы меньше 1 мм	1—1.5	1.5—2.0	2.0—2.5	2.5—3.0	Больше 3 мм
0—5	63.6	3.7	2.4	2.4	2.0	25.7
	85.4	3.7	2.3	2.6	1.8	4.1
	71.4	4.3	2.3	0.8	1.4	20.0
	50.8	3.5	3.0	3.3	3.1	36.3
Среднее	67.8[1]	3.8	2.5	2.3	2.1	21.5
10—15	13.6	0.6	0.4	0.3	0.3	84.8
	21.9	1.3	0.7	0.5	0.3	75.3
	17.6	1.4	1.1	0.6	0.6	78.7
	14.8	1.1	0.8	0.7	0.5	82.1
Среднее	16.9	1.1	0.7	0.5	0.4	80.2
20—25	51.1	7.0	4.3	4.3	2.9	30.4
	50.7	6.2	3.5	3.4	2.6	33.6
	70.6	7.7	6.1	3.8	2.8	9.1
	58.7	7.7	4.3	3.9	4.3	20.9
Среднее	57.7	7.2	4.6	3.9	3.2	23.5

Таблица 2

Объемный вес

Глубина образца в см	Стакан 1	Стакан 2	Стакан 3	Стакан 4	Среднее
0—5	0.524	0.526	0.615	0.621	0.572
10—15	1.300	1.067	1.207	1.502	1.269

[1] Преобладает органическое вещество.

Таблица 3

Результаты анализов почв низинной тундры

№ разреза	Глубина образца в см	pH		P_2O_5 | Fe_2O_3		Гигроскоп. вода (при 105° в %)	Потери при прокаливан. % на сухую почву	Минеральн. вещество % на сухую почву	Окраска почвы		Примечание	Условия залегания
		солевой	водный	по методу Кирсанова в мг на 100 г возд.-сухой почвы					до прокаливания	после прокаливания		
110/1	0—8	4.6	6.0	1.25	следы	17.12	40.7	59.3	кор.-бур.	палевый	Слабовыражен. иллюв.-желез. гориз.; залег. ниже гумус. Общее обезжелезивание	Каменистое пятно, покрытое выветрелыми обломками пород и валунниками. Растит. покрова нет
	8—18	4.9	6.0	следы	следы	24.11	30.5	69.5	кор.-бур.	палевый		
	18—28	5.8	—	1.25	следы	12.34	20.0	80.0	зелен.-сер.	розовато-палевый		
	28—40	5.8	6.0	следы	следы	7.35	4.4	95.6	зелен.-сер.	белесо-серый		
110/2	0—1(3)	4.0	5.4	2.5	следы	17.42	60.2	29.8	—	—		Мелкоземистый ободок каменистого пятна, покрытый мхами
110/3	0—3(5)	3.7	5.0	2.5	следы	20.06	71.4	28.6	темно-коричнев.	палевый	Иллюв.-железист. горизонт выражен довольно отчетливо и совпад. с гумусовым. Общее обезжелезивание	Бугорок, покрытый *Betula nana*, *Empetrum nigrum*, *Vaccinium vitis idaea*
	3—12	4.6	6.0	следы	следы	23.40	38.4	61.6	коричнев.	палевый		
	12—22	5.2	5.8	следы	следы	25.94	34.9	65.1	коричнево-бурый	желто-палевый		
	22—26	5.8	5.8	следы	следы	15.63	19.9	80.1	зеленовато-серый	желто-палевый		
110/4	0—1(3)	3.9	—	6—25	следы	14.67	72.2	27.8				Пятно ягельника
110/5	0—1(3)	3.6	5.0	12.5	следы	15.86	83.2	16.8	темно-коричнев.	бело-палевый	Общее обезжелез.; очень слабо намеч. желез.-иллюв. гор., совпадает с гумус.	Западная сторона бугра, полуразрушенная с отмершей *B. nana* на вершине. Нижняя часть склона с разорванной дерниной, обнажившей валунники
	1(3)—10	4.6	5.8	следы	следы	17.71	51.5	48.5	коричнев.	слабо-палевый		
	10—15	4.8	5.6	следы	следы	21.56	33.9	66.1	коричневато-бур.	палевый		
	22—26	5.4	5.8	следы	следы	19.68	31.3	68.7	зеленовато-бур.	палевый		
	26—30	8	5.8	следы	следы	16.36	13.6	86.4	зеленовато-бур.	палевый палевый		

110/6	0—5	3.4	—	17.5	следы	11.78	85.3	14.7	темно-коричнев.	бело-палевый	Общее обезжелезивание. Желез.-иллюв. гориз. намечается более отчетливо, но тоже очень слабо	Восточная сторона бугра покрыта *Empetrum nigrum*, веточками отмершей *Betula nana*, лишайниками, брусникой. Камни и валуны на поверхность не выходят
	5—15	4.4	—	следы	следы	7.04	42.3	57.7	темно-коричнев.	палевый		
	15—20	4.8	—	следы	следы	12.4	50.2	49.8	коричнев.	палевый		
	20—24	6.0	—	следы	следы	12.36	33.9	66.1	коричнево-бурый	палевый		
	24—30	5.8	—	следы	следы	10.15	16.6	83.4	буровато-сер.	розовато-палевый		
	30—35	6.0	—	следы	следы	7.58	13.3	86.7	зел.-серый	розовато-палевый		
	70—80	—	—	—	—	6.05	11.53	88.47	—	—		
	90—100	—	—	—	—	5.28	9.22	90.78	—	—		
	100—110	—	—	—	—	3.93	7.28	92.72	—	—		
110/7	0—1(4)	4.2	—	15	следы	9.9	63.1	36.9	коричнев.	розовато-палевый	Общее обезжелезивание. Желез.-иллюв. гориз. намечается довольно отчетливо и залегает ниже гум.-иллюв. гориз.	Ясное понижение, занятое *Empetrum nigrum*, *Cladonia*, стелящаяся *Betula nana*
	1(4)—10	4.4	—	следы	следы	6.66	48.5	51.5	коричнево-серый	палевый		
	10—17	4.6	—	следы	следы	13.66	42.6	57.3	коричневатый	розовато-палев.		
	17—20	6.8	—	следы	следы	12.34	18.2	81.8	зеленовато-сер.-бурый	желто-палевый		
	20—25	7.0	—	следы	следы	5.45	13.4	86.6	зеленовато-серый	розовато-палев.		
110/8	0—1(5)[1]	3.8	—	8.75	следы	8.35	62.8	37.2	—	—	—	Слабое повышение. Образец взят под *Carex*.
	0—1(5)[2]	4.4	—	1.25	следы	6.09	54.4	45.6	—	—	—	Образец взят под *B. nana*
110/9	1—4	4.4	—	2.5	следы	8.05	64.3	35.7	—	—	—	Пятно ягеля
110/10	0—1(5)	4.4	—	2.5	следы	10.66	56.6	43.4	—	—	—	Каменистое пятно
110/11	1—4	4.4	—	1.25	следы	13.76	62.8	37.2	—	—	—	*Betula nana*, *Cladonia* sp.

Для характеристики почвообразовательных процессов мы располагали очень небольшим аналитическим материалом, который, однако, обнаруживает необычайное своеобразие почв низинной тундры.

В табл. 1 (см. стр. 223) приведены результаты механического анализа. В виду того, что породы, на которых развиваются почвы, имеют очень грубый механический состав, образцы для механического анализа мы брали после определения объемного веса: почва из стаканчиков (емкостью в 1 000 см³) просеивалась на ситах и взвешивалась по фракциям.

Несмотря на то, что данные при четырех параллельных определениях довольно хорошо сходятся, приведенные нами механические анализы далеко не вполне характеризуют механический состав почв в виду того, что при выемке образцов приходилось выбирать места с меньшим количеством валунов и с более мелкими их размерами (высота стакана была 5 см). Ниже 25 см скопление валунов было настолько обильным, что не представилось возможности вынуть почву стаканом.

Из рассмотрения таблицы анализов мы видим, что под заторфованным слоем, содержащим до 32% крупнозема (>1 мм), залегает слой, обогащенный крупноземом: в нем > 80% гальки и валунов; ниже его лежит слой, относительно мелкоземистый, содержащий крупнозема около 50%.

Такое распределение крупнозема в верхней части почвенного профиля может быть поставлено в связь с явлениями вымораживания, оказывающими вообще большое влияние на процессы почвообразования.

В табл. 2 (см. стр. 223) приведены результаты определения объемного веса.

В табл. 3 (см. стр. 224 и 225) приведены некоторые данные химических анализов.

Прежде всего обращает на себя внимание содержание гигроскопической воды как в гумусовых (аккумулятивном и иллювиальном) горизонтах, так и в переходных к породе; с глубиной величина гигроскопической воды сначала повышается (в слое, где гумусовый аккумулятивный горизонт совмещается с иллювиальным), а затем довольно постепенно падает. Величина потери от прокаливания тоже очень высока и плавно падает с глубиной.

Прокаленные остатки обнаруживают общее обезжелезивание верхней части почвенного профиля, в связи с чем, повидимому, находится отсутствие и легко подвижного железа, определенного по методу Кирсанова. Железистые иллювиальные горизонты слабо выражены; под торфяными бугорками в хорошо развитых почвенных профилях они совмещаются с гумусовым иллювиальным горизонтом, а в профилях редуцированных они залегают в зеленовато-сером переходном слое на месте прежних иллювиальных гумусовых горизонтов и, может быть, в настоящее время немного относительно них опущены.

Анализы 5% KOH вытяжки, сделанной из образцов разреза, взятого метрах в 30 от нашей траншеи на пробной площадке, показывают, что почвы эти богаты легко подвижными кремнекислотой и глиноземом, причем глинозема в несколько раз больше кремнекислоты.

Повидимому, в процессе почвообразования на продуктах выветривания нефелиновых сиенитов (материнскими породами почв являются перемытые морены, в основном образованные из нефелиновых сиенитов) происходит энергичное отщепление частиц кремнекислоты и глинозема в условиях кислой реакции и большого накопления органического вещества.

Вместе с током почвенных вод продукты почвообразования передвигаются на небольшую глубину и вследствие взаимного осаждения создают иллювиальные горизонты, обогащенные вторичными силикатами и органоглиноземистыми соединениями.

Опыты Аарнио [1] показали, что при взаимодействии золя глинозема и гидрата окиси железа, с одной стороны, и гумуса — с другой, получается взаимное осаждение. Глинозем осаждается гумусовыми растворами в количественных соотношениях, которые по его опытам колебались от $1Al_2O_5$: 30 гумуса до $1Al_2O_5$: 1 гумуса. Соответственно для железа отношения получились следующие: от $1Fe_2O_3$: 3 гумуса и до $1Fe_2O_3$: 0.2 гумуса.

Таблица 4

Химическая характеристика почвы низинной тундры

Название	Глубина образца в см	pH солевой	P_2O_5 по Кирсанову в мг на 100 г почвы	Fe_2O_3 по Кирсанову в мг на 100 г почвы	Вытяжка 5% KOH: SiO_2 на абсол. сух. почву в %	Вытяжка 5% KOH: Al_2O_3 на абсол. сух. почву в %	Вытяжка 5% KOH: SiO_2 в г м.-экв.	Вытяжка 5% KOH: Al_2O_3 в г м.-экв.	Al_2O_3 / SiO_2 молекулярное отношен.
Низинная тундра . . .	0—3	3.8	8.7	1.75	0.780	3.950	13	38.7	3
31/VIII 1934 г.	3—15	5.0	нет	нет	6.065	15.465	101.1	151.6	1.5
	15—25	5.7	следы	1.75	2.223	11.7033	37.1	114.7	3.1
	75—80	5.8	нет	2.5	1.258	5.628	21.0	55.2	2.7
	90—95	5.8	нет	2.25	1.102	4.490	18.4	44.0	2.4

Таким образом, мы видим, что в присутствии значительных количеств глинозема мы в праве ожидать более резко выраженные гумусовые подзолы, что вполне подтверждается нашими наблюдениями и данными анализа. Имеем ли мы результат коагуляции коллоидов под воздействием электролитов (или вымораживания или других внешних причин) или здесь имеет место выпадение изоэлектрических золей, — по нашим данным сейчас еще судить трудно.

[1] Аарнио А. О выпадении окислов железа и алюминия в песчаных и щебенчатых почвах Финляндии. Почвоведение, № 2 и 3, 1915.

По исследованиям Mattson, [1] гуматы алюминия и железа могут выпадать из раствора только при очень низких значениях pH; они перезаряжаются при pH =3 и ниже.

По исследованиям И. Н. Антипова-Каратаева и А. И. Рабинерсона, [2] иллювиальные горизонты разных подзолистых почв имеют изоэлектрическую точку при pH ниже 2.4. На то же указывают и прямые опыты по пептизации гидрата окиси железа гумусовой кислотой, проведенные А. П. Вишняковым и С. А. Рабиновичем под руководством Антипова-Каратаева.

Судя по предварительным опытам с вытяжками 0.5 *N* H_2SO_4, изоэлектрическая точка этих сложных органоминеральных соединений лежит около pH =7 (И. В. Тюрин).

Как видно из химической и морфологической характеристик наших профилей, выпадение коллоидов в них начинается сразу под аккумулятивным гумусовым горизонтом, отчасти с ним совмещаясь; здесь значение pH по данным солевых вытяжек повышается и достигает величины уже около 5 (табл. 3 и 4); pH водное такого же порядка, несколько выше, так как почва чрезвычайно богата валунами, которые в прилегающих к ним участках создают повышенное содержание электролитов в почвенном растворе, повидимому, достаточное для коагуляции золей, очевидно поэтому почвенные растворы характеризуются относительно невысоким содержанием последних ниже иллювиального горизонта. Так, в литре воды, собранной в нашем лизиметре от 22/IX с глубины 25 см, обнаружено 2 мг SiO_2 и 4 мг полуторных окислов при pH воды =6.2 (колориметрически по Михаэлису). Для сравнения приведем данные для грунтовых вод в области гумусовых подзолов северной Швеции по Tamm (180): содержание кремнекислоты в них колебалось от 14 до 22 мг, а полуторных окислов — от 14 до 50 мг.

В виду необычайного своеобразия условий почвообразования на низинной тундре, почвенный покров здесь требует специального изучения и дает благодарный материал не только для освещения вопросов почвообразования на нефелиновых сиенитах, но вместе с тем и в области изучения почвенных коллоидов.

Судя по данным щелочных вытяжек, аналогичные почвы еще не описаны в литературе. Некоторое сходство с ними по накоплению полуторных окислов и легко подвижных силикатов обнаруживают красноземы Черноморского побережья [3] но и они отличаются как по абсолютным

[1] Mattson, Soil Science, 32, 5, 1931.

[2] Антипов-Каратаев И. Н. и Рабинерсон А. Н. Перезаряжка почв кислотами и связывание анионов. Труды Ленингр. отд. ВИУА, вып. 17, 1933.

[3] Полынов Б. Б., Романов В. В. и Грабовская О. А. Почвы Черноморского берега Аджарии. Труды Почвенного института Академии Наук, т. VIII, вып. 4, 1933. Прасолов Л. И., Антипов-Каратаев И. Н. и Филиппова В. Н. Почвы Сочинской станции. Труды Ленингр. отд. ВИУАА, вып. 35, 1934.

и относительным количествам этих соединений, так и по отсутствию в них органического вещества.

Интересно отметить полное отсутствие в этих почвах легкоподвижной фосфорной кислоты, определяемой по методу Кирсанова; повидимому, это стоит в связи с высоким содержанием в них полуторных окислов, обнаруживающих по отношению к анионам и особенно фосфорной кислоте ясно выраженную поглотительную способность, как это выяснено работами S. Mattson и И. Н. Антипова-Каратаева.

Наши опыты с растворами K_2HPO_4 обнаружили в этих почвах необычайно высокую поглотительную способность по отношению к анионам, причем нами установлены следующие закономерности: 1) аккумулятивные гумусовые горизонты во всех исследованных почвах, кроме тундровых, не поглощают фосфорной кислоты в заметных количествах; органическое вещество в них слабо подвергалось гидролизу под действием соляной кислоты (почвы обрабатывались растворами K_2HPO_4 в 0.2 *N* HCl); 2) иллювиальные горизонты во всех почвах обнаруживали резкое поглощение P_2O_5 и сильный гидролиз органического вещества (солянокислая вытяжка имеет окраску цвета очень крепкого чая); 3) верхний гумусовый горизонт почвы в пятнистой тундре (низинной и горноальпийской) характеризуется, как слабо заторфованный, обладает резко выраженной способностью к поглощению фосфорной кислоты и ясно выраженной способностью к гидролизу органического вещества, т. е. обнаруживает свойства иллювиального горизонта. [1]

Это совмещение признаков иллювиального горизонта с гумусовым аккумулятивным горизонтом мы рассматриваем, как результат перемещения мелкоземлистой массы почвы под влиянием процессов вымораживания.

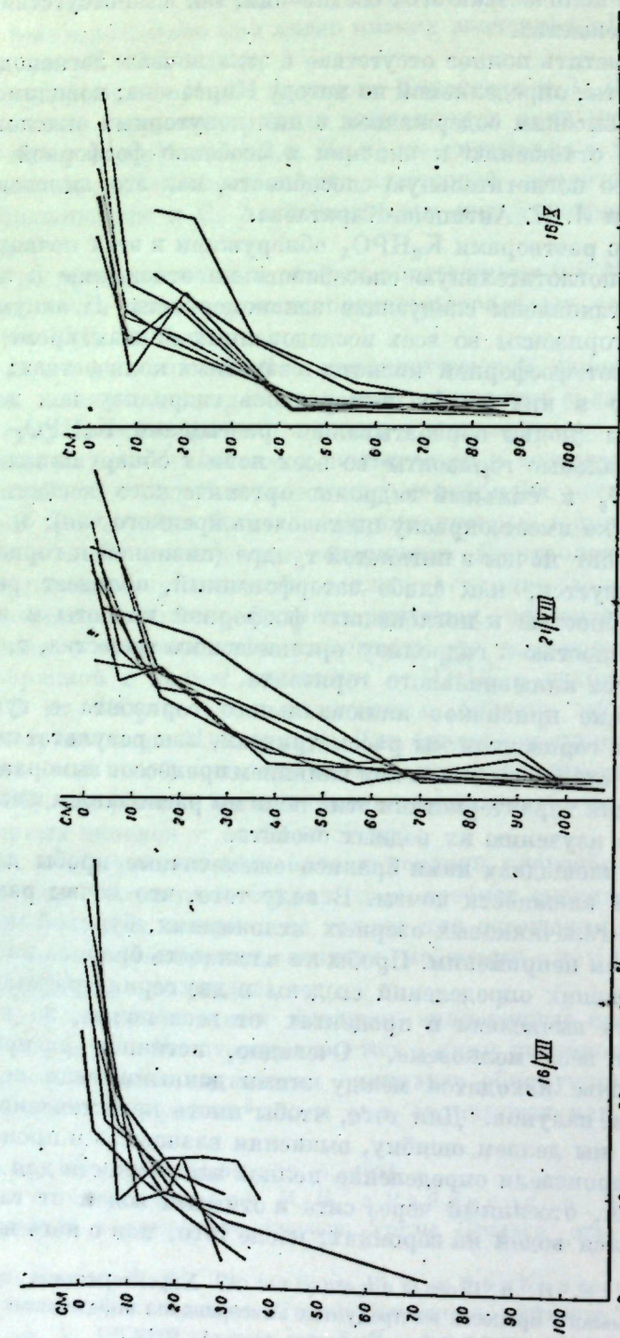
Кроме того, для характеристики этих почв мы располагаем некоторыми результатами по изучению их водных свойств.

На опытных площадках нами брались ежемесячные пробы для определения полевой влажности почвы. В виду того, что почвы развиты на грубых валунно-галечниковых озерных отложениях, буровой метод оказался здесь совсем неприменим. Пробы на влажность брались из шурфов.

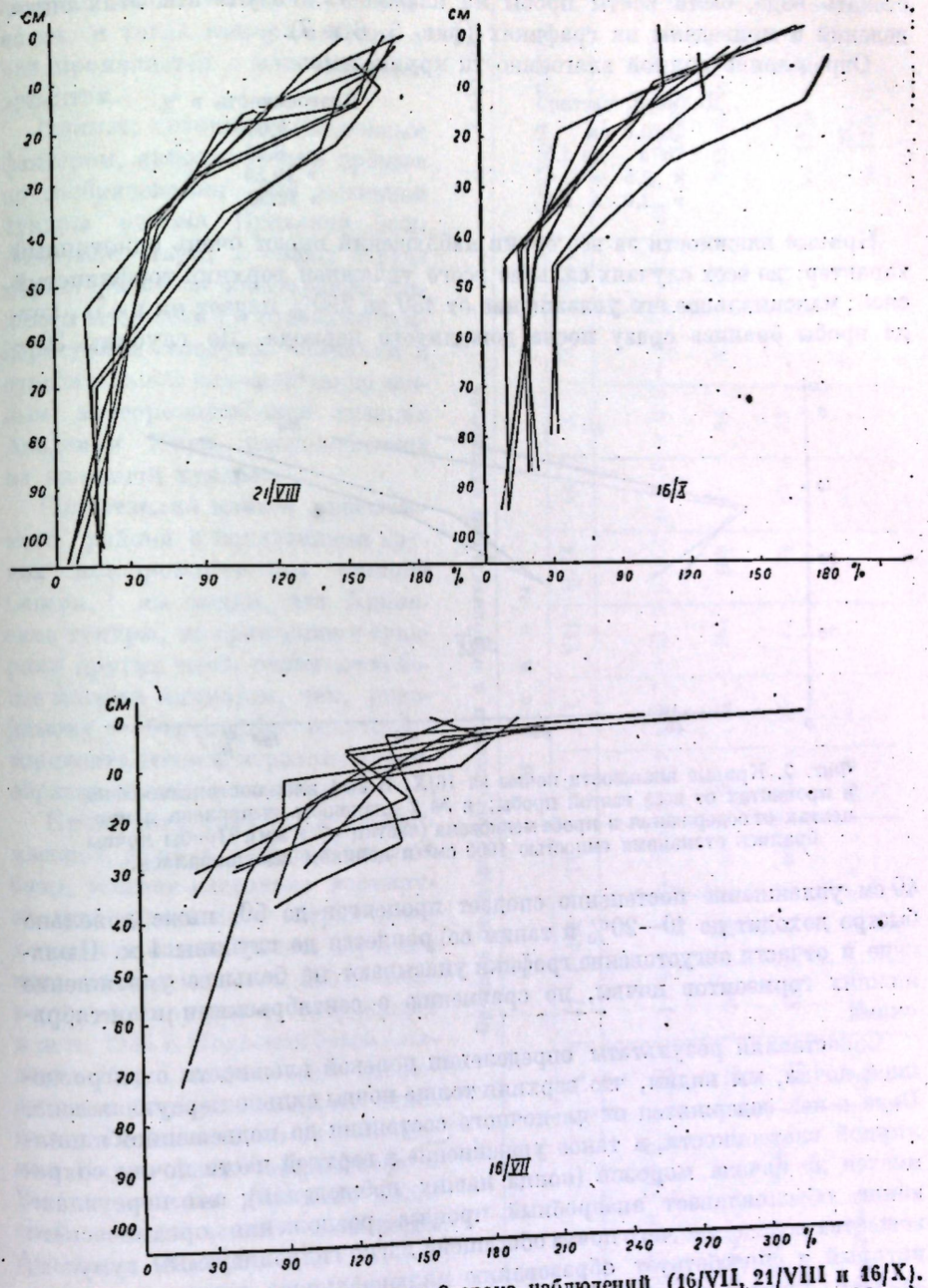
Результаты наших определений сведены в две серии графиков: в одной — влажность вычислена в процентах от веса почвы, во второй — в процентах от веса мелкозема. [2] Очевидно, истинное распределение влажности в почве находится между этими данными, если не принимать во внимание валунов. Для того, чтобы иметь представление о том, какого порядка мы делаем ошибку, вычисляя влажность в процентах от мелкозема, мы произвели определение полной влагоемкости для крупнозема. Крупнозем, отсеянный через сита и отмытый водой от глинистых частиц, насыщался водой на воронках; после того, как с него перестала

[1] Иванова Е. Н. и Полынцева О. А. Характеристика гумусового подзолообразовательного процесса на продуктах выветривания нефелиновых сиенитов Хибинского массива. «Проблемы почвоведения», вып. 1, 1935.

[2] Для чего после определения влажности почва просеивалась через сито в 1 мм, крупнозем взвешивался и влажность перечислялась на мелкозем.



Фиг. 5. Кривые влажности почвы за 3 срока наблюдений (16/VII, 21/VIII и 16/X). Влажность вычислена в процентах от веса взятой почвы. Пробы почвы брались в небольших алюминиевых стаканчиках (навеска 20—40 г).



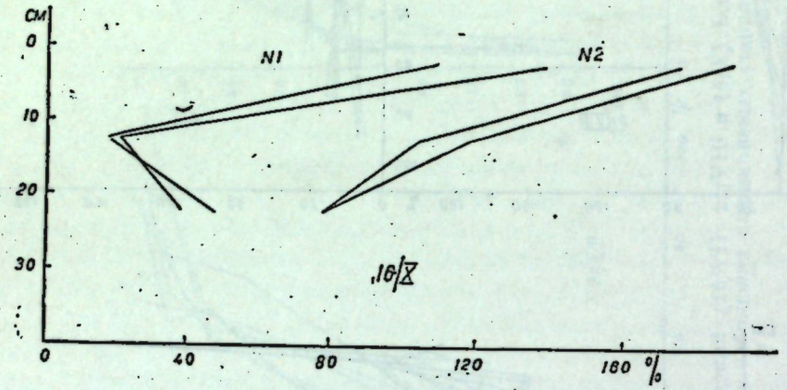
Фиг. 6. Кривые влажности почвы за 3 срока наблюдений (16/VII, 21/VIII и 16/X). Влажность вычислена в процентах от содержания в пробе мелкозема (частиц < 1 мм).

стекать вода, были взяты пробы на влажность. Результаты этих определений и приведены на графиках (фиг. 5, 6 и 7).

Определение полной влагоемкости крупнозема:

Диаметр частиц	Влагоемкость в %
> 3.0 мм	с 4.05
от 3 до 2.5	> 8.16
< 2.5 » 2.0	> 10.30
> 2.0 » 1.5	> 12.50

Кривые влажности за все сроки наблюдений имеют очень однотипный характер: во всех случаях сильнее всего увлажнен верхний торфянистый слой; максимальное его увлажнение от 180 до 250% падает на июль, когда пробы брались сразу после дождливого периода. До глубины 30—



Фиг. 7. Кривые влажности почвы за 16/X. В № 1 влажность вычислена в процентах от веса взятой пробы; в № 2 влажность вычислена в процентах от содержания в пробе мелкозема (частиц < 1 мм). Пробы почвы брались стаканами емкостью 1000 см³ и целиком высушивались.

40 см увлажнение постепенно спадает процентов до 50, ниже довольно быстро доходит до 10—20% и таким сохраняется до глубины 1 м. Июльские и отчасти августовские графики указывают на большее увлажнение нижних горизонтов почвы, по сравнению с сентябрьскими и октябрьскими.

Сопоставляя результаты определения полевой влажности с гигроскопией почвы, мы видим, что верхняя толща почвы сильно переувлажнена. Вода в ней содержится от пленочного состояния до подвешенной капиллярной влагоемкости, и такое увлажнение в верхней части почвы сохраняется до начала морозов (конца наших наблюдений); это переувлажнение обусловливает анаэробный процесс разложения органического вещества вследствие чего почва обогащена легко гидролизуемым гумусом, который и способствует образованию иллювиального гумусового горизонта и, кроме того, этого увлажнения вполне достаточно для всякого рода деформаций, вызываемых процессом вымораживания. Лето 1934 г. для этого района было необычайно сухим; возможно, что в более влажные годы верхняя толща почвы увлажняется еще сильнее, до состояния полной полевой влагоемкости, и тогда вымораживание в ней проявляется с максимальным эффектом.

Климат, являющийся основным фактором, направляющим процесс почвообразования для низинной тундры района Кольской базы Академии Наук, в общих чертах характеризуется следующими средними месячными и годовыми температурами воздуха, осадками и относительной влажностью по данным метеорологической станции Академии Наук, расположенной на низинной тундре.

Сопоставляя климат описываемого района с показаниями других метеорологических станций Севера, [1] мы видим, что Хибинские тундры, по сравнению с тундрами других мест, отличаются более мягким климатом, чем, повидимому, объясняется отсутствие горизонта вечной мерзлоты и своеобразие почвенного покрова.

Кроме того, внутри Хибинского массива, даже в районе Кольской базы, климат настолько варипирует, что выдвигается острая необходимость специального изучения мезо- и микроклимата. Это доказывается материалами, собранными в лето 1934 г. Кольской базой Академии Наук: совместными наблюдениями метеорологической станции и Ботанического сада Академии Наук, Актинометрическим и Геоботаническим отрядами Кольской комплексной экспедиции Академии Наук. [2]

[1] Сравнительные таблицы климатов тундр, составленные Ивановой Е. Н. и Коносовым П. А. «Почвы центральной части Хибинского массива», 1934.

См. табл. 9 — 7.

Таблица 5

Средние температуры, осадки и относительная влажность

	Месяцы												Средняя годовая	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Температура в градусах С°	— 5.8	—11.6	— 8.4	— 4.8	+ 5.7	+ 8.7	+15.7	+10.7	+ 5.2	— 0.5	— 5.7	— 9.7	— 0.4 за 4 года (с 1930 по 1933 г.)	
Осадки в мм	36	20	23	45	65	55	184	103	61	66	43	57	758 за год	
Относительная влажность	86	83	83	69	65	59	64	73	83	83	86	84	77 за 1934 г.	
Снеговой покров	86.9	125.6	122.8	82.0	62.0	—	—	—	—	—	26.7	75.7	83.1 за 1934 г.	

Таблица 6

Данные по термическому режиму почв Кольской базы Академии Наук СССР

Место наблюдения	Месяц	Средняя месячная температура в 11 час. утра					Среднемесячный минимум
		мох	поверхностные почвы	глубина 5 см	глубина 15 см	глубина 40 см	
1. Южный склон горы Поачвумчорр[1]							
Ельник	июль	23.4	30.7	12.3	13.9	—	7.0
	сентябрь	—	14.2	12.8	—	—	2.4
Березовое криволесье	июль	29.8	28.3	15.2	14.1	—	7.7
	сентябрь	—	14.4	—	—	—	3.3
2. Низинная тундра[2]							
	июль	—	23.8	14.3	13.1	13.9	6.1
	август	—	19.4	12.5	11.4	12.1	3.3
	сентябрь	—	13.0	—	—	—	2.2
3. Северный склон горы Вудьяврчорр[3]							
Ельник	июль	—	12.9	11.5	9.6	—	6.5
	август	—	11.1	9.7	9.1	—	4.2
	сентябрь	—	8.2	7.4	7.3	—	3.7
Березовое криволесье	июль	—	17.7	12.3	10.4	—	7.2
	август	—	14.1	10.5	9.8	—	5.7
	сентябрь	—	8.9	7.3	7.2	—	3.6
Горная тундра	июль	—	17.0	11.5	9.4	—	7.3
	август	—	14.5	10.0	9.3	—	4.7
	сентябрь	—	8.8	6.7	6.5	—	2.7

Таблица 7

Свободная таблица минимальных и максимальных температур по круглосуточным наблюдениям трех сроков

Место наблюдения	28 июня		17 июля		28 июля	
	мин./час	макс./час	мин./час	макс./час	мин./час	макс./час
Низинная тундра	0.7/1 ч.	30.1/13	8.5/1	14.1/3	7.4/1	25.6/15
Ельник сев. склонов	5.0/3 ч. 45 м.	13.1/13 ч. 44 м.	11.2/1	14.6/1	12.0/1	17.2/11
Березняк » »	5.0/0	16.8/12	10.9/1	16.1/15	12.1/1	20.0/13
Горная тундра	4.3/1	15.1/11	10.4/1	14.4/13	12.4/1	21.2/15
Ельник южн. склонов	1.4/3	44.1/13	10.1/1	15.8/13	10.8/1	35.3/15
Березняк » »	2.8/1	40.1/13	10.6/1	16.2/13	10.3/1	37.3/11

[1] Показания Геоботанического отряда Кольской комплексной экспедиции Академии Наук (Полянская О. С. и Семенова-Тяньшанская А. М.).

[2] Показания Метеорологической станции Кольской базы Академии Наук (наблюдатель Клименко А. В.).

[3] Все наблюдения по северному склону горы Вудьяврчорр сделаны сотрудником Ботанического сада Кольской базы Академии Наук Миняевым Н. А.

Таблица 8

Результаты микроклиматических наблюдений (29/30 августа 1934 г.)

Место наблюдений	14 ч. 10 м. t°	14 ч. 10 м. влажн. абс.	14 ч. 10 м. влажн. отн. %	18 ч. 40 м. t°	18 ч. 40 м. влажн. абс.	18 ч. 40 м. влажн. отн. %	4 ч. 40 м. t°	4 ч. 40 м. влажн. абс.	4 ч. 40 м. влажн. отн. %	Minimum 4 ч. 10	Minimum 5 ч. 10	Среднесуточные температуры: Поверхность снежного покрова	Поверхность почвы	Глубина 5 см	Глубина 15 см	Глубина 40 см	Время наблюдения
I. Бугор с *Betula nana, Cladonia alpestris*												13.1	12.5	11.6	9.8		22/VIII
Почва	19.5	—	—	5.3	—	—	±0.0	—	—								
Лишайники	24.7	10.4	44	4.3	4.5	72	—1.5	4.0	99								
Betula nana	16.2	6.5	47	4.5	5.1	81	—0.6	4.2	95								
II. *Cladonia deformis*																	
Почва (под лишайниками)	22.6	6.4	39	3.4	—	83	—1.5	—	—		—3.4		11.7	13.2	11.1		22/VIII
Первичный слой *Cladonia*	18.7	6.5	43	3.6	4.0	—	—0.5	4.5	96								
Cladonia	17.8									—3.2							
III. Камни																	
Мелкозем	18.8	6.1	41	7.6	6.1	82	0.5				—2.0						
Поверхность камней	17.6			6.8			0.2			—1.4							
IV. *Betula nana, Calluna vulgaris*																	
Почва	14.8	5.8	36	6.7	5.6	87	—0.7	4.3	92								
Лишайники	18.8	5.5	38	4.8	5.7	89	—0.6	4.1	84								
Calluna vulgaris	16.8	5.6	40	4.7	5.2	70	+0.4										
Betula nana	16.1			5.8			+0.8										
V. Бугор *Betula Kusmischeffi*							2.5	4.9	98			12.0	8.8	11.5	9.3	25 9.2	22/VIII
Почва	12.6	8.6	63	8.3	6.0	77	1.1	4.6	98		—0.1						
Мох	16.9	7.2	52	7.5	7.3	80	0.2			+2.1							
VI. *Vaccinium myrtillis*	10.4			8.3													
Vaccinium uliginosum																	
Почва	16.8	7.7	33														
Лишайники	24.8	5.8	43														
VII. Бугор с отмершей *Betula Kusmischeffii*				7.6	5.5	81	0.8	4.3	100	—2.5	—3.2			12.5	8.3	8.5	22/VIII
Почва	9.8	—	—	5.5	—	—	—0.8	—	—	—2.6	—3.2						
Мхи			63		6.0	86	—1.0	4.3	98								
Лишайники	12.3	6.8	56	5.9			—0.5	4.3									
Кустарники	13.0	6.3								—2.3	—3.5			10.1	9.0	9.2	22/VIII
VIII. Ложбина *Cladonia mitis, Cetraria islandica*																	
IX. Разрушен. бугор с *Betula Kusmischeffii*																	

При рассмотрении показаний по мезоклимату склонов, окружающих низинную тундру, и при сравнении этих данных с наблюдениями на низинной тундре, становится очевидной картина специфических условий низинной тундры, влекущих за собой проявление максимального эффекта вымораживания, приводящего к образованию пятнистости.

На протяжении ряда круглосуточных и среднемесячных наблюдений низинная тундра занимает среднее положение между наивысшими температурами южного склона г. Поачвумчорр и относительно пониженными, но наиболее устойчивыми температурами на опытных площадках в Ботаническом саду Кольской базы Академии Наук; по колебанию максимальных и минимальных температур она выделяется наиболее резко.

Особый интерес представляют немногочисленные, но достаточно убедительные микроклиматические наблюдения, проведенные Н. А. Мишяевым на низинной тундре (табл. 8).

Микроклиматические наблюдения, проведенные по профилю, характеризующему цикл развития растительности, дают наибольшее снижение температур на стадии преобладания *Cladonia deformis*, предшествующей разрушению бугра. Особое внимание привлекает резкая амплитуда температурных колебаний, которая в данном участке имеет наибольший размах. Это обстоятельство, повидимому, является решающим в смысле создания наиболее благоприятных условий для деградации бугра.

Эти резкие колебания суточных температур особенно в весенне-осенние периоды, повидимому, сильно отражаются на жизни растительности и в первую очередь приводят к гибели *Betula nana;* за ней гибнут мхи, лишенные благоприятного влияния ее на амплитуду колебания температуры; торфянистый слой теряет постепенно свою прочность, упругость, подвергается разрушающему действию вымораживания и ледяных стебельков; происходят разрыв органического покрова и постепенная полная его деградация. Несдерживаемые ничем каменистые бугорки рассыпаются. Дальнейший процесс завершается ветрами, ледяными стебельками и другими причинами, способствующими созданию каменистого пятна.

Каменистые пятна, судя по проведенным наблюдениям, находятся уже в значительно лучших температурных условиях, по сравнению с бугристыми повышениями, занятыми *Cladonia deformis*. Под участками, занятыми *Betula Kusmistscheffii*, имеющими достаточно развитую органическую покрышку, процессы вымораживания затухают и, по мере распространения березового криволесья, отступают или совсем исчезают.

Это затухание процессов вымораживания при развитии торфяного покрова описывает О. Тамм для Северной Швеции. Скопление валунов на границе минеральной почвы под мощными торфяниками он считает следами бывшего вымораживания (subfossile Anfrierungsboden).

2. Эволюция ландшафта Хибинской тундры

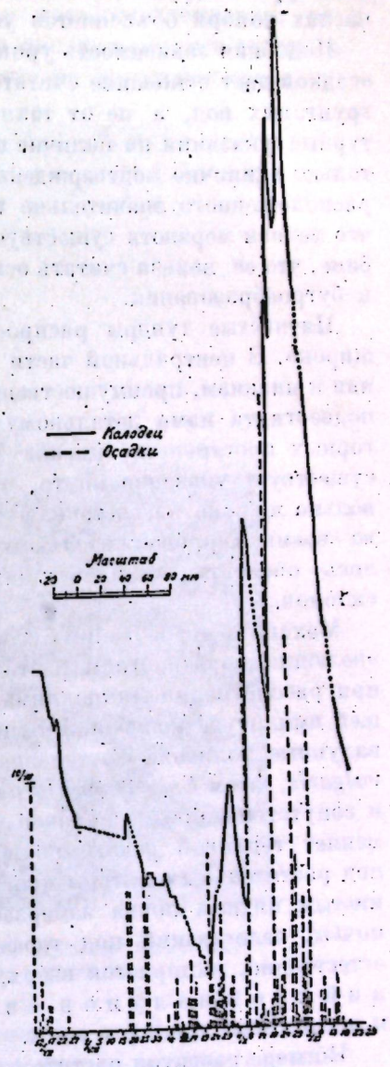
Несмотря на то, что тундры пользуются широким распространением на Крайнем Севере, причины, обусловливающие их пятнистость и микрорельеф, еще не выяснены вполне достоверно. История этого вопроса достаточно полно приведена в работе Ю. А. Ливеровского (61).

Во время экскурсии Международного геологического конгресса на Шпицберген в 1911 г. (117) все исследователи сошлись на признании безусловной связи пятнообразования с существованием горизонта вечной мерзлоты. До настоящего времени большинство исследователей стоит на этой точке зрения, и попытка Б. Н. Городкова искать причины пятнообразования вне зависимости от наличия горизонта вечной мерзлоты были подвергнуты резкой критике в вышеназванной работе Ю. А. Ливеровского.

На основании вышеприведенных данных, мы склонны объяснять комплексность почвенного покрова и микрорельеф Хибинских тундр тоже характером увлажнения, однако не связанным с наличием горизонта вечной мерзлоты, но до некоторой степени обусловленным своеобразными физико-химическими свойствами почв пятнистой тундры.

Нам представляется, что для пятно- и бугрообразования совсем необязательно наличие горизонта вечной мерзлоты. К этому заключению мы пришли на основании следующих наблюдений.

В период работ на стационаре при Кольской базе Академии Наук нами были вырыты два колодца для наблюдения над уровнем грунтовых вод. Оба колодца заложены на низинной тундре, причем один из них (№ 2) был вырыт на участке вблизи основного почвенного профиля (близ правой стороны маленькой загородки, изображенной на фотографии (фиг. 4), второй (№ 1) в полого-лощинном понижении (близ телефонного столба в левой части снимка). Колодец № 1 (в полого-лощинном понижении) заложен 7 июля с уровнем грунтовых вод на 155 см. Колодец № 2 заложен 12 июля на глубину 359 см. Рытье того и другого колодца сопровождалось прохождением валунохрящеватой толщи, вероятно перемытых моренных отложений (озерные отложения).



Фиг. 8. Кривые колебания уровня грунтовых вод (в см) в зависимости от количества выпавших осадков (в мм).

Показания уровня грунтовых вод с момента первых замеров до 21 ноября, т. е. за четыре с лишним месяца, дали совместно с осадками нижеприведенный график (фиг. 8), наглядно показывающий прямую зависимость уровня грунтовых вод от осадков. Резкое падение кривой в первых числах ноября объясняется установлением снегового покрова.

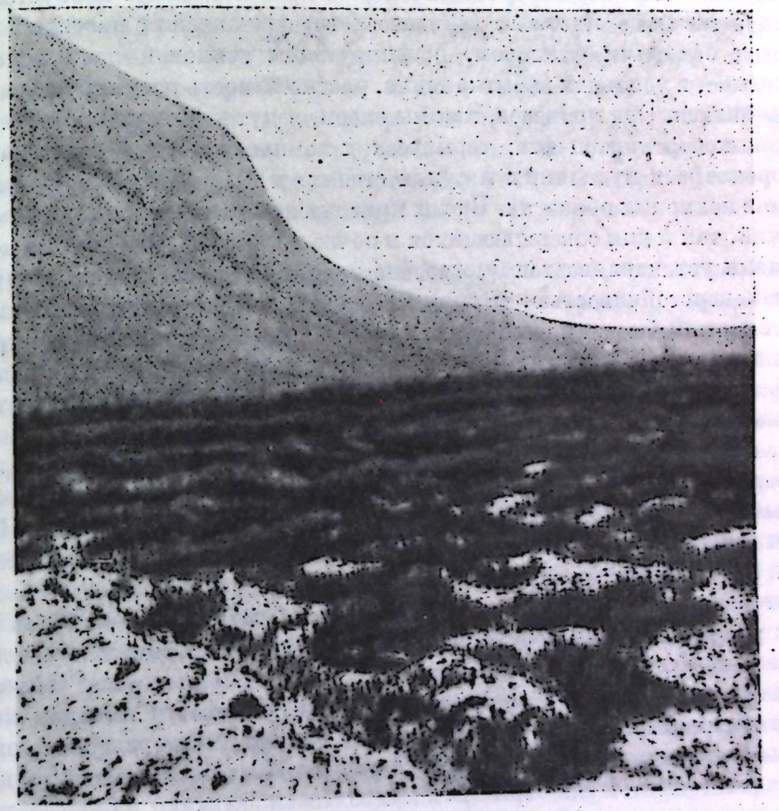
Подобная зависимость уровня грунтовых вод от количества выпавших осадков дает основание считать последние основным источником питания грунтовых вод, а не от таяния вечной мерзлоты. Имеющиеся литературные указания на наличие вечной мерзлоты на Кольском полуострове только единично подтверждены фактическим материалом (52) для района, расположенного значительно восточнее Хибинского массива. Возможно, что вечная мерзлота существует и в наших условиях, но на такой глубине, что ее нельзя считать основной предпосылкой для явлений пятно- и бугрообразования.

Пятнистые тундры распространены в Хибинском массиве довольно широко. В центральной части Хибинского массива часть их, приуроченная к низинам, преимущественно в районах озер М. и Б. Вудьявра, была подвергнута нами детальному изучению (фиг. 9). Пятнистость высокогорных пространств описана Н. А. Копосовым (1934 г.). В литературе существует указание на то, что пятнистые тундры распространены довольно широко на востоке, в районе Умбозера и Ловозера. Кроме того, во время непродолжительной экскурсии в Монча-тундру нам пришлось обратить внимание на пятнистость верхних частей горных склонов.

Механизм образования бугров и пятнистости мы рассматриваем в свете эволюции почвенного и растительного покрова. Как уже указывалось при рассмотрении микроклимата, равнинные участки подвержены меньшей амплитуде колебаний температур, чем поверхности бугров; поэтому валунные полигоны постепенно зарастают сначала лишайником, *Calluna vulgaris*, затем *Empetrum nigrum* и затем на них поселяется *Betula nana* и сопутствующий ей моховой покров. Раз поселившаяся растительность меняет тепловой режим почвы: вследствие меньшей теплопроводности под растительным пятном почва замерзает позже; под незаросшим каменистым пятном почва замерзает раньше и расширяясь сжимает столб почвы, залегающий под торфяным слоем; при замерзании последний, естественно, выпирается вверх, что мы и наблюдаем в разрезах: верхний слой валунов сводообразно приподнят под моховым покровом.

По мере развития растительного пятна в нем увеличиваются мощность торфянистой покрышки и густота мохового покрова, следствием чего является все большее различие в тепловых свойствах в поверхностных слоях почвы под каменистой поверхностью и под торфяной подушкой, влекущее за собой дальнейший рост бугра путем его выпирания. По мере развития растительности наблюдается развитие и почвенного профиля — торфяноподзолистой гумус-иллювиальной почвы, иллювиальный горизонт которой обладает способностью удерживать значительные количества

влаги (50% и более). По мере роста бугра меняется его тепловой режим, амплитуды колебания температур на его поверхности становятся все более и более резкими, вследствие чего *Betula nana* начинает проявлять признаки угнетения и, в конце концов, гибнет. Наименее благоприятными условиями для нее, повидимому, является характер теплового режима ранней весной и поздней осенью, когда она не прикрыта снеговым покровом. Гибель *Betula nana* резко отзывается на моховом покрове, ко-



Фиг. 9. Общий вид низинной тундры оз. М. Вудьявр: белые пятна выпавшего снега на каменистых участках.

торый под ее пологом имел для себя благоприятные условия существования. Лишенная своей главной опоры дернина уже не в силах противостоять механическому воздействию выпирающего столба почвы и разрывается. Работа ледяных стебельков довершает деградацию дернины, и в конечном итоге на месте бугра мы встречаем кучку камней, которая, ничем не сдерживаемая, при помощи ветра и ледяных стебельков рассыпается по поверхности почвы и постепенно выравнивается, превращаясь в плоскую поверхность полигона с валунами. Одновременно с редукцией растительности наблюдаются соответствующие изменения и в

почвенном профиле: в нем пропадает дернина, уменьшается мощность гумус-иллювиального горизонта и интенсивность его выявления.

Таким образом, мы видим, что вышеприведенной эволюцией почвенного и растительного покрова вполне объясняется явление пятнистой и бугристой тундры в Хибинах — без всякого участия мерзлоты. Интересно отметить высокоактивную роль растительности в создании тундрового ландшафта. В этом отношении мы видим много общего между тундрой и пустыней: и там и здесь растительный покров несомкнут и неустойчив; в тундре на фоне высокого (критического) увлажнения растительность является основным фактором, регулирующим тепловой режим почвы, а в пустыне, в условиях избытка тепла, растительность регулирует распределение влаги. Оба процесса, как мы знаем, ведут к выявлению основных зональных черт ландшафта: термических комплексов и свойственного им микрорельефа в пустынных и сухих степях, и к пятнистой и бугристой тундре в полярных областях. В этих критических условиях как для жизни растений, так и для совершающихся в почве процессов, равновесие между системами устанавливается быстро, но вместе с тем оно характеризуется крайней неустойчивостью, в силу чего здесь наблюдаются необычайная подвижность и быстрая смена одних явлений другими, часто диаметрально им противоположными. Доказательством тому, что в Хибинах основным фактором, вызывающим к жизни пятнистость и бугристость тундры на фоне сильного переувлажнения почвы, являются поверхностные процессы, служит отсутствие пятнистости на участках той же равнины, занятых березовым криволесьем. Под пологом *Betula Kusmistscheffii* растительный покров является более устойчивым; здесь мы наблюдаем более пышные мшарники с более мощным торфяным покровом и отсутствие голых каменистых поверхностей.

Интересно отметить еще некоторую деталь из наблюдений Н. А. Миняева: разрывая кочку под *Betula Kusmistscheffii*, он обнаружил под ней каменистый бугорок того же порядка, как это наблюдается сейчас на участках пятнистой тундры. Мы приходим к следующим выводам на основании этих наблюдений: 1) на участках с березовым криволесьем раньше была пятнистая тундра; 2) березовое криволесье здесь явление вторичное и 3) с захватом площади березовым криволесьем затухают процессы вымораживания и пятно- и бугрообразования в связи с развитием более мощного мохового покрова.

3. «Каменные многоугольники» Хибинского массива

В Хибинских тундрах работами И. Н. Гладцина (16, 17, 18) и, частично, С. Ф. Егорова (45, 46) отмечено еще одно интересное образование, названное Гладциным «каменные многоугольники». Так как нам также приходилось не раз наблюдать это явление, мы несколько остановимся на нем.

Каменные многоугольники образуются обычно в котловинообразных впадинах, оставшихся от высохших водоемов. Гладцин описывает их

следующим образом: «Вся поверхность котловины покрыта округлыми лепешками глинистой массы, присыпанной сверху мелкими камешками, величиной с орех. Глинистая масса серая, довольно твердая, так что следов от ноги не остается. Размеры лепешек колеблются в пределах от 25 до 130 см, наиболее часты поперечники в 60—90 см. Они оторочены каменными бордюрами шириною до 50 см, причем средняя часть вздута над оторочкой сантиметров на 20. Растительности нет. На поверхности очень многих лепешек заметны неглубокие бороздки, расходящиеся от центра по трем направлениям под углом 120°. Форма лепешек по большей части округлая, но есть и эллиптические, овальные, в виде восьмерки, в виде синусоиды, червеобразные и даже кольцевые; так что землистая масса окружает каменную середину. Эти лепешки неправильной формы наблюдались более к краям котловины, тогда как посредине все лепешки имели округлую форму. По краям же наблюдались и эмбриональные образования в виде очень мелких лепешек (до 10 см) мелкозема среди особенно крупных камней».

Приведенное описание каменных многоугольников, сделанное И. Гладциным, дает достаточно ясное представление об этих образованиях, наблюдавшихся и нами; причем во время осенних заморозков на опытных площадках геоморфологического отряда (И. Н. Гладцина), заложенных на поверхности небольшого усохшего водоема, мы наблюдали особенно энергичный и дружный рост ледяных стебельков, поднявший весь поверхностный слой мелкозема мощностью 1.5—2 см, на высоту до 10 см.

По вопросу о происхождении каменных многоугольников и подобных им образований существует большая литература (использованная в выше названных работах Гладцина) и выдвинуто много разных теорий [по Meinardus (154) — восемнадцать теорий]. Приведем наиболее распространенные из этих взглядов. Högbom (141) исходит из того положения, что мелкозем вследствие капиллярности лучше удерживает влагу и при замерзании сильнее расширяется, сдвигая материал от центра к периферии; при последующем оттаивании частицы мелкозема стягиваются к центру, и в силу того, что центробежная сила льда больше, чем центростремительная сила воды, происходит сортировка крупнозема, так характерная для этих образований. Этой же точки зрения с некоторыми дополнениями и изменениями держится Nansen (152), Huxley и Odell (143).

Значительное большинство исследователей этих образований придает большое значение выдавливанию мелкозема при замерзании почвы [Hamberg (133), Гладцин (18), Elton (120)]. Развивая идеи Hamberg, Гладцин таким образом описывает процесс образования каменных многоугольников: «вследствие хорошей теплопроводности камней в первую очередь замерзает вода между камнями; вода, насыщающая мелкозем, замерзает позже вследствие плохой теплопроводности, большего переувлажнения и возможного переохлаждения в капиллярах. Поэтому эффект расширения воды при замерзании концентрируется на мелкоземе, и он постепенно выпирается наверх между камнями. Накапливание мелкозема усиливает

процесс и закрепляет эффект: кучка мелкозема растет и раздвигает вокруг себя камни. Вместе с тем камни, покоящиеся на влажной поверхности глинистого пятна, более энергично подвергаются процессам морозного выветривания, чем внутри каменного бордюра, вследствие различной степени увлажнения». Этим обстоятельством автор объясняет сортированность каменистого материала, не отрицая, однако, процесса морозного сдвига по Högbom; главную же причину передвижения камней к периферии он видит в работе ледяных стебельков (164).

Существуют в литературе указания и на другие объяснения образования каменных многоугольников: действием текущей воды, вымывающей по трещинам мелкозем (Huxley и Odell, 143), действием конвекционных токов (De Geer, 124), вздутием земли, пропитанной водой, над мерзлотой (Nordens kyold, 160, 161), растрескиванием от высыхания [Ule (185), Miethe (157), Cholnoky (113)] и др.

Помимо этих образований, Гладцин описывает еще каменные полосы, наблюдавшиеся им на склонах, и считает их проявлениями той же морозной работы; конечные формы этих образований весьма разнообразны в зависимости от состава поверхностного слоя, от количества воды и топографических условий; аналогичные явления наблюдались и сотрудниками почвенной экспедиции 1934 г. При этом, как Гладциным, так и нами, того процесса текучести тундровых почв, о котором говорят Репек, Högbom, Sappe (116), Salomon (170), Ливеровский и др., не наблюдалось и; по всей вероятности, вследствие того, что в Хибинах мерзлота не пользуется повсеместным распространением, а делювиальные чехлы, одевающие склоны, сложены таким грубым материалом, что о повышенной подвижности их при увлажнении говорить не приходится.

По склонам гор происходит сползание щебня, но оно вызвано уже другими причинами (лавины, сила тяжести и пр.).

4. Освещение явления пятнистой тундры в современной литературе

На ведущую роль поверхностных явлений в процессе образования ландшафта тундры указывали Kielmann (149), Танфильев (96); они связывали пятнистость и бугристость тундры с морозной трещиноватостью и действием зимних ветров. Эту точку зрения в дальнейшем развил Городков (24—34), выдвигая свою денудационную теорию.

Не вдаваясь в детальную критику этих воззрений, укажем, что ряд исследователей не считает денудационный процесс типичным для тундры, так как трещины в пятнистой тундре наблюдаются редко [Дранишын (42—44), Сочава (91)], а местами, несмотря на сильную трещиноватость, пятнистость не выявляется. Большинство исследователей отдает мерзлоте первенствующую роль в процессе образования пятен.

Одной из первых была выдвинута Н. И. Прохоровым (79) точка зрения, объясняющая бугрообразование по пологим склонам долин, речек и падин в тундре, как результат подпочвенного сползания плывунов по мерзлотному слою.

Впоследствии эту точку зрения развивали многие исследователи: А. П. Левицкий,[1] В. С. Доктуровский (40), Н. В. Квашнин-Самарин (56) и др. Но по мере накопления фактического материала эта теория стала недостаточной: она не объясняла уже всех случаев существования бугристой тундры, и позднейшие исследователи стали развивать новые точки зрения на этот процесс. Так, Сукачев (92, 93, 94), не отрицая возможности в некоторых случаях образования пятнистости в тундрах вышеописанным способом, считает его далеко не универсальным и прежде всего потому, что широким распространением тундры пользуются на равнинных участках, где никакого сползания плывуна нет. Выдвинутая им гипотеза сводится к тому, что бугры образуются в результате выливания плывунных масс на поверхность почвы вследствие того давления, которое испытывает плывун, зажатый двумя замерзающими слоями. Эта теория была поддержана и дополнена Подьяконовым (74), Никифоровым (64, 65) и рядом других исследователей.

Совсем на других принципах основаны точки зрения Дранишына (42, 43, 44) и Fries (121). На образование пятен и бугров в тундре они смотрят, как на процесс длительный, связанный с неравномерным распределением растительного покрова и в силу этого с неравномерным замерзанием различных участков тундры. В процессе бугрообразования, по Дранишыну, видную роль играют перемещения почвенного раствора в связи со способностью воды расширяться при замерзании. Самый механизм этого процесса до некоторой степени изучен в настоящее время путем постановки специальных опытов по замерзанию грунтов, насыщенных водой (Сумгин (96), Taber (178), которые устанавливают явление притягивания льдом капиллярно поднимающейся воды (Taber), вследствие чего замерзание почвы сопровождается расширением не только за счет перехода воды в лед, но и за счет притягивания в замерзающие участки дополнительных объемов воды из еще не замерзших участков. Этот процесс (сегрегации) скопления льда за счет капиллярно поднимающейся воды Cignaux (126) применил для объяснения генезиса строения арктических почв. Эти точки зрения, как наиболее близкие к истине, разделяет и Ливеровский (61).

Кроме того, в литературе существуют еще указания на роль конвекционных токов, возникающих вследствие разностей плотностей воды у поверхности (при 4° С) и в слое, прилегающем к мерзлоте [Gripp (130), Кипящие почвы].

В последних работах по пятнистым тундрам мы встречаем попытки не только выяснить причины, вызвавшие своеобразный характер пятнистой тундры, но и наметить пути их эволюции. С некоторыми деталями в объяснении отдельных стадий процесса эволюции может быть и нельзя согласиться [например, необходимость локального усыхания данного участка тундры для возникновения на ней процесса деградации растительности — по Сочава (91)], но в общем схемы, построенные Сочава

[1] Левицкий А. П. Предварительный отчет о ботанических исследованиях Сибири, под редакцией Флерова, 1902.

и дополненные Зубковым (50, 51) [1] и Пановым (71), дают довольно вероятную картину развития тундрового ландшафта при наличии вечной мерзлоты.

В заключение остановимся на процессе эволюции тундрового ландшафта в разных условиях его образования.

Для Хибинских тундр, как мы видели, характерно отсутствие мерзлоты, наличие высокого поверхностного увлажнения и развитие пятнистого растительного покрова на поверхности. Вследствие плохой теплопроводности, почва под растительностью замерзает позже, в силу чего она выдавливается, вызывая рост бугорка. По мере развития растительности нарастает разница в теплопроводности под растительным покровом и вне его и усиливается эффект от расширения грунта при замерзании, бугорок растет, пока венчающая его растительность не попадает в условия, неблагоприятные для жизни и не погибает. Деградация растительности влечет за собой деградацию рельефа почвы и превращение его в ровную каменистую поверхность.

Для тундр материковых пространств характерно присутствие вечной мерзлоты. В этих условиях деградация растительности приводит к совсем иным результатам: вследствие плохой теплопроводимости растительное пятно замерзает и здесь позже, а под оголенной поверхностью почва замерзает раньше; но при этом, судя по опытам Taber, происходит капиллярный подток влаги из незамерзших участков к замерзающим, с образованием ледяных линз и сильным расширением оголенного пятна. Вместе с током воды к пятну подтягивается и мелкозем и пятно выпячивается в виде бугра. Почва под растительностью замерзает позже и расширяется слабее, так как в ней не происходит дополнительного подтягивания воды. Повторяясь из года в год, этот процесс приводит к прогрессирующему нарастанию бугра и к «рамковому» распределению растительности (Танфильев), в противоположность «рамковому» распределению валунов в Хибинских тундрах. Условия существования рамковой растительности относительно более устойчивые, чем (на бугорках) в Хибинских тундрах, поэтому процесс эволюции почвенного и растительного покровов здесь более длительный. По мере роста бугор расширяется за счет окаймляющей его растительности, ибо последняя попадает в неблагоприятные условия роста (микроклимат), пока, наконец, не приведет к почти полному исчезновению растительности, а вместе с тем и к уничтожению той причины, которая вызвала образование и рост бугра. Дальнейшие события пойдут по иному направлению: может быть, некоторое время бугор будет еще продолжать расти вследствие разности в микроклиматических условиях на его поверхности и в понижении меж буграми под влиянием микрорельефа, но, по всей вероятности, скоро начнутся процессы деградации самого бугра, а после выравнивания поверхности снова

[1] Зубков, А. Изучая тундры Гусиной земли (Новая Земля), развивает очень близкие к нашим точки зрения на эволюцию почвенного и растительного покрова каменисто-пятнистой тундры.

Таблица 9 [1]

Долинная тундра

Круглосуточные наблюдения 28 июня 1934 г.

Часы	Сухой термометр в будке	Максимум	Минимум	Абсолютн. влажность	Относит. влажность	Облачность	Флюгер	Направление и сила ветра	Примечание
1	5.0	10.8	4.4	5.4	83	83	0/0	0	
3	3.4	5.3	3.4	5.4	93	93	3/0	0	
5	7.5	7.5	3.4	5.3	68	68	0/0	N 3.0	
7	10.2	10.2	7.2	5.4	57	57	0/0	NE 4.0	
9	12.2	12.4	5.2	3.8	36	35	1/1	NNW 3	
11	12.8	13.4	7.2	3.8	34	33	1/1	NE 4	
13	14.2	14.3	12.7	4.2	35	32	1/1	N 4	
15	14.9	15.3	13.8	3.3	26	25	0/0	W 4	
17	15.0	15.2	14.0	3.2	25	25	0/0	N 4	
19	13.6	15.0	13.2	4.2	36	33	0/0	N 6	
21	11.6	13.5	11.6	4.4	43	39	0/0	N 6	
23	9.4	11.7	9.2	5.3	60	55	4/0	N 3	
1	5.5	9.3	5.4	5.1	75	77	4/0	N 2	

Круглосуточные наблюдения 17 июля 1934 г.

1	14.7	18.2	14.7	11.3	90	92	10/10	0	Туман
3	14.7	15.0	14.2	11.4	91	93	10/10	3	Дождь, туман
5	13.8	14.9	13.5	10.9	92	97	10/10	5	Дождь
7	13.8	13.8	12.9	10.5	89	90	10/10	3	
9	10.4	13.9	10.5	9.5	100	99	10/10	7	
11	11.4	11.4	10.4	9.5	94	92	10/10	3	
13	11.8	11.8	10.9	9.6	93	94	10/10	2	
15	12.0	12.3	11.7	9.8	93	93	10/10	2	
17	11.2	12.0	10.0	9.5	95	94	10/10	3	
19	10.8	11.2	10.7	9.0	92	93	10/10	3	
21	10.4	10.6	10.2	9.0	95	95	10/10	0	
23	10.2	10.5	9.8	8.6	92	95	10/10	0	
1	9.0	10.0	8.8	7.7	89	86	10/10	0	

может его завоевать растительность и начать новый цикл явлений, или же, как считает Панов (71), за циклом термической денудации последует цикл эрозионной денудации в силу того, что на оголенном пространстве тундры будут развиваться полигональные образования (появление трещин и их эрозия).

Таким образом, мы видим, что одно и то же явление — диффузное расселение растительности — приводит к разным вариантам, в зависимости от того, что в одном случае процесс развивался на фоне поверхностного

[1] Данные, приводимые в табл. 9—17, получены в результате совместных наблюдений: 1) метеорологической станции Кольской базы (будка на долинной тундре.), 2) сотрудников Ботанического сада Кольской базы и 3) геоботанического отряда Кольской комплексной экспедиции Академии Наук.

Таблица 10

Долинная тундра

Круглосуточные наблюдения 28 июня 1934 г.

Часы	Т-ра на поверхности земли	Максимум на поверхности земли	Минимум на поверхности земли	Ассман над кустарником 15 см				Почвенные температуры		Скорость ветра над кустарн. 15 см	Скорость ветра на высоте 150 см	Примечания
				сухой	смочени.	абс. влажн.	отн. влажн.	5 см	15 см			
1	—0.7	—	—2.3	1.2	1.0	4.8	96.0	8.8	10.0	0	0	Роса
3	1.4	1.7	—1.8	2.6	2.4	5.3	97.0	8.0	9.5	0	0	
5	10.6	12.4	—0.4	8.2	6.2	6.1	74.0	7.5	8.8	0	1.5	
7	16.0	19.7	9.8	19.2	8.4	6.5	61.0	8.5	8.6	1.3	2.7	
9	17.6	24.4	16.4	17.3	9.4	5.1	35.0	10.5	8.7	1.3	2.6	
11	28.7	30.2	16.5	17.2	9.6	5.4	37.0	12.0	9.5	1.4	3.0	
13	30.1	30.3	21.5	18.0	9.6	4.9	31.0	13.5	10.2	1.7	2.3	
15	29.6	32.5	29.3	18.6	9.8	4.9	30.0	14.8	11.1	1.4	2.2	
17	20.6	31.7	18.2	17.2	8.6	4.3	29.0	15.0	11.7	1.6	2.6	
19	13.2	22.2	12.3	14.6	3.4	5.3	43.0	14.0	12.1	1.3	4.3	
21	8.6	13.2	7.9	10.4	6.4	5.3	56.0	8.0	12.0	1.4	4.5	
23	3.1	8.9	2.4	6.2	4.4	5.4	76.0	10.1	11.5	0	2.6	
1	1.1	3.2	0.7	3.4	2.6	5.1	88.0	—	11.1	0	1.7	Роса

Таблица 11

Долинная тундра

Круглосуточные наблюдения 17 июля 1934 г.

Часы	Т-ра на поверхности земли	Максимум на поверхности земли	Минимум на поверхности земли	Ассман над кустарником 15 см				Почвенные температуры			Скорость ветра над кустарн. 15 см	Скорость ветра на высоте 150 см
				сухой	смочени.	абс. влажн.	отн. влажн.	5 см	15 см	40 см		
1	14.9	16.4	11.5	14.8	14.6	12.3	98	16.7	17.0	14.8	0	0.4
3	14.3	15.3	14.1	14.6	14.4	12.2	98	16.4	16.7	14.8	0	0
5	13.3	14.7	13.1	13.3	13.3	11.4	100	16.1	16.3	14.7	0	0.5
7	15.8	16.4	12.9	14.8	14.2	11.8	93	15.7	16.2	14.6	0	0.9
9	11.6	16.2	11.3	11.2	11.2	10.0	100	15.5	15.8	14.6	2	3.1
11	12.1	12.7	11.2	12.0	11.8	10.3	98	15.2	15.5	14.4	0.9	1.8
13	15.6	15.6	11.5	13.2	13.2	11.4	100	15.2	15.4	14.4	0.1	1.7
15	14.2	16.2	13.8	13.2	13.0	11.1	98	15.7	15.2	14.3	0.5	1.5
17	12.7	14.2	12.3	12.0	12.0	10.5	100	15.5	15.2	14.2	0.8	2.8
19	11.1	13.2	10.9	11.2	11.2	10.0	100	15.2	15.0	14.0	0.8	2.2
21	11.0	11.4	10.7	10.8	10.8	9.7	100	14.6	15.0	14.0	0	0
23	10.6	11.4	10.3	10.4	10.4	9.5	100	14.0	14.6	13.9	0	0
1	9.1	10.7	8.6	9.4	9.0	8.4	95	13.6	14.2	13.8	0	0

Таблица 12

Метеостанция — долинная тундра (будка)

Июль 1934

Числа	Температура воздуха: Часы 7	13	21	среди.	максим.	миним.	Абс. влажн. средняя за сутки	Отн. влажн. средняя за сутки	Миним. т-ра на поверхности почвы	Осадки в мм
1	11.4	12.2	13.3	12.3	14.2	9.6	6.7	64	7.3	—
2	10.2	9.8	7.0	9.0	13.2	6.9	6.2	72	3.1	8.8
3	3.0	5.0	3.8	3.9	7.2	2.9	4.7	78	3.1	1.7
4	6.7	9.0	9.6	8.4	10.7	3.4	5.8	70	2.6	—
5	10.8	7.5	8.0	8.8	10.9	3.1	5.5	66	—1.7	14.0
6	6.6	8.0	6.2	6.9	8.5	5.7	6.2	82	5.8	1.0
7	5.2	14.0	11.2	10.1	14.8	5.0	5.7	62	4.6	—
8	11.2	13.0	12.2	12.1	15.7	1.9	5.2	49	—2.9	—
9	11.0	13.4	15.4	13.3	18.7	10.2	9.0	78	5.9	—
10	18.0	15.4	16.4	16.6	19.8	9.4	11.8	85	5.3	20.8
11	15.4	25.5	21.4	20.8	27.4	11.7	12.6	71	9.0	—
12	21.2	21.6	21.4	21.4	26.2	14.2	12.6	66	10.8	0.9
13	22.2	27.2	19.6	23.0	27.9	13.7	12.9	63	10.4	4.2
14	22.0	23.6	22.3	22.6	27.2	13.0	13.7	67	10.1	—
15	19.4	25.6	21.4	22.1	26.3	14.2	13.6	69	11.5	1.0
16	19.0	25.4	18.2	20.9	27.2	17.2	13.0	73	11.5	2.2
17	13.8	11.8	10.4	12.0	18.2	10.0	9.7	92	10.7	2.1
18	10.6	15.6	13.0	13.1	17.2	8.5	6.2	56	6.6	—
19	12.0	17.2	13.8	14.3	18.6	4.1	6.0	51	1.8	—
20	13.9	19.2	15.6	16.2	21.3	0.3	5.9	44	1.1	—
21	18.6	23.2	18.2	20.0	23.7	6.6	6.6	38	2.3	—
22	18.2	24.4	19.8	20.8	25.2	8.2	8.3	46	7.8	—
23	20.6	24.3	19.5	21.5	24.8	10.0	8.1	43	5.4	—
24	20.4	20.4	14.2	18.3	23.7	9.8	9.5	63	5.5	1.3
25	13.4	14.0	12.4	13.3	15.1	10.7	9.7	85	10.6	0.0
26	11.2	17.8	16.0	15.0	19.8	8.2	9.4	73	9.2	—
27	18.2	20.3	15.2	17.9	21.2	8.3	9.1	60	4.7	—
28	16.0	19.6	16.2	17.3	21.9	10.9	10.1	69	7.5	—
29	18.4	22.0	18.2	19.5	23.4	11.0	9.3	55	6.8	—
30	17.4	23.2	17.0	19.2	25.0	9.6	10.2	63	4.8	—
31	12.6	19.2	15.0	15.6	21.0	9.5	7.9	63	6.4	—
Среди. . .	14.5	17.7	14.9	15.7	19.9	8.6	8.7	64	5.9	—

увлажнения почвы, в другом — при наличии вечной мерзлоты, создающей в прилегающем слое почвы верховодку, которая при замерзании почвы способна к боковым перемещениям.

В каменных многоугольниках, как в присутствии мерзлоты, так и в ее отсутствии, процесс идет в том же направлении, так как определяющим явлением здесь служит разница не только в тепловых, но и в водных свойствах каменистых и глинистых участков (капиллярная сеть). При наличии мерзлоты выпирание глинистой массы достигает большего эффекта. Этот процесс будет совершаться до тех пор, пока не произойдет полное

Таблица 13

Метеостанция — долинная тундра

Август 1934 г.

Числа	Температура воздуха: Часы 7	13	21	среди.	максим.	миним.	Абс. влажн. средняя за сутки	Отн. влажн. средняя за сутки	Миним. т-ра на поверхности почвы	Осадки в мм
1	14.4	21.6	17.9	18.0	23.2	7.8	7.8	50	5.0	—
2	16.0	21.8	16.0	17.9	22.7	10.3	10.1	66	6.3	—
3	9.0	10.0	10.0	9.7	15.7	8.5	7.0	77	8.1	—
4	10.0	15.2	12.0	12.4	17.5	8.2	6.5	60	4.4	—
5	12.4	18.4	10.8	13.9	21.0	3.4	7.1	61	—2.3	—
6	16.7	22.9	15.0	18.9	24.2	6.7	8.6	57	1.3	0.2
7	17.2	22.8	15.7	18.6	23.3	9.8	9.6	61	5.0	0.2
8	8.4	11.1	10.5	10.0	16.2	7.4	7.7	84	2.6	2.5
9	7.6	8.7	9.5	8.6	13.4	6.7	7.5	89	7.4	1.4
10	8.0	9.8	7.6	8.5	10.5	6.2	5.9	71	6.6	—
11	8.3	13.0	8.6	10.0	13.8	4.2	5.9	65	—0.5	9.6
12	7.7	10.0	8.4	8.7	10.5	6.7	7.3	87	6.9	0.9
13	6.8	8.9	7.0	7.6	10.2	6.1	6.1	78	5.7	—
14	7.5	8.4	7.4	7.8	9.2	6.6	6.4	81	6.6	1.1
15	6.8	14.0	11.8	10.9	15.2	6.0	5.7	60	3.5	—
16	10.6	15.0	13.6	13.1	15.5	8.3	7.5	68	5.2	5.0
17	9.8	17.2	13.8	13.6	18.8	5.3	8.6	75	2.1	4.4
18	12.4	13.0	10.6	12.0	14.1	10.6	9.0	85	7.5	11.5
19	9.6	8.5	6.2	8.1	10.8	5.9	6.6	82	3.3	6.2
20	6.9	8.3	7.0	7.2	9.0	5.0	6.0	78	5.1	—
21	6.6	11.2	7.7	8.5	11.9	5.3	6.4	78	4.1	0.0
22	6.8	14.6	11.3	10.9	16.0	1.8	6.9	72	—2.5	—
23	7.4	16.8	14.3	12.8	17.8	3.0	7.9	73	—0.6	—
24	14.6	17.0	14.0	15.2	17.2	12.0	9.4	73	7.2	—
25	13.6	16.0	13.8	14.5	16.5	13.1	9.3	75	11.6	12.2
26	11.2	11.8	8.6	10.5	14.0	8.6	8.2	85	5.3	9.7
27	4.4	12.2	9.0	8.5	14.0	2.6	7.0	84	—2.0	—
28	8.2	14.7	11.0	11.3	16.0	3.8	7.2	74	—0.6	—
29	4.6	14.6	6.6	8.6	15.1	3.2	4.9	63	—2.1	—
30	5.8	14.8	4.6	8.4	15.5	3.1	5.4	68	—2.7	—
31	1.4	11.5	4.8	5.9	12.4	0.2	5.2	78	—4.1	—

разрушение каменных бордюров, не уничтожится разница в породах и не произойдет слияние бугров; тогда эти поверхности могут заселиться растительностью, на них могут появиться процессы трещинообразования и др., словом, процесс пойдет уже по другому руслу.

Из рассмотрения всего вышеизложенного мы видим, что бугристые тундры и каменные многоугольники представляют собою образования одного порядка.

Авторы многочисленных теорий (разобранных и не разобранных нами) сходятся в том, что основной причиной, вызвавшей к жизни эти явления, служат морозная работа и сильное увлажнение почвы: избыточное поверхностное увлажнение (Хибины) или увлажнение от близкого залегания вечной мерзлоты (прочие местности).

Микроклиматические наблю

Долинная

Числа	Температура по срочному термометру на поверхности почвы						Ассман			Ассман в кустах в 11 ч.		
	Часы				максимум	минимум	сух.	абс. влажн.	отн. влажн.	сух.	абс. влажн.	отн. влажн.
	7	11	13	21								
1	19.1	28.6	33.1	14.2	35.7	5.0	22.8	9.5	44	27.4	10.9	40
2	19.8	32.3	28.4	15.9	35.7	6.3	24.6	10.3	41	31.2	14.1	42
3	11.0	11.1	12.7	9.7	15.3	8.1	10.6	7.7	81	11.0	7.7	79
4	13.1	21.2	29.6	4.8	32.9	4.4	17.6	7.3	49	22.0	8.1	41
5	19.4	29.3	31.4	5.8	34.4	—2.3	20.6	8.0	45	29.0	9.3	31
6	21.1	32.6	37.6	9.1	39.2	1.3	23.8	7.2	32	28.4	8.1	27
7	15.6	26.1	33.6	13.0	37.4	5.0	23.2	11.8	55	27.0	2.7	48
8	9.1	12.5	27.1	10.4	31.9	2.6	10.2	9.1	97	11.6	10.2	100
9	8.0	9.6	12.1	9.2	14.2	7.4	8.3	7.8	94	9.0	8.5	99
10	10.8	15.6	23.4	7.1	26.7	7.0	12.0	7.0	66	15.4	7.7	59
11	11.6	23.1	20.1	8.1	28.2	—0.5	16.0	6.8	50	16.6	8.5	60
12	9.1	14.6	12.8	7.7	17.2	6.9	11.0	9.6	97	11.4	10.1	100
13	9.8	17.1	14.6	7.1	21.4	5.7	12.2	7.4	70	14.0	7.9	67
14	9.6	13.6	10.1	6.9	16.4	6.6	10.2	7.4	79	12.6	9.1	83
15	8.8	21.9	23.9	10.0	25.7	3.5	14.6	7.7	62	19.4	10.2	61
16	12.1	19.1	21.6	12.2	27.4	5.2	19.4	13.6	80	23.0	11.9	57
17	12.0	23.6	19.8	12.6	27.2	2.1	19.6	10.6	63	22.5	12.4	61
18	12.6	12.8	14.8	7.9	17.4	7.5	12.9	11.0	99	13.1	11.0	98
19	9.1	9.9	9.1	5.7	13.2	3.3	9.0	7.8	90	9.2	8.1	93
20	8.2	13.3	12.6	6.8	15.2	5.1	9.8	7.2	84	11.0	8.2	89
21	11.1	14.2	19.0	6.5	23.6	4.1	11.1	6.7	68	19.9	8.3	47
22	9.6	21.4	28.4	8.6	30.3	—2.5	15.6	7.5	56	18.4	8.2	52
23	11.1	24.8	23.6	13.4	28.2	—0.6	19.2	10.0	60	21.4	10.2	54
24	15.1	18.6	19.5	13.8	22.7	7.2	17.6	10.8	72	18.4	11.2	71
25	14.1	17.8	17.1	11.6	19.8	11.6	16.8	10.7	75	17.4	10.9	73
26	11.6	12.1	13.1	6.1	13.8	5.3	11.6	10.1	100	11.8	10.4	100
27	7.4	15.2	16.1	5.8	22.7	—2.0	11.2	8.3	84	14.0	10.0	84
28	10.1	25.6	18.7	6.8	29.9	—0.6	18.2	8.4	54	19.2	9.8	59
29	5.7	21.1	24.0	2.1	25.7	—2.1	16.5	7.0	50	16.2	7.5	65
30	7.8	22.6	24.6	0.7	26.8	—2.7	16.0	6.4	47	20.4	7.8	43
31	—0.1	20.1	21.3	0.3	22.5	—4.1	13.8	5.9	49	не набл.	6.4	44
		19.4										

дения, август 1934 г.

Таблица 15

тундра

Температура почвы на глубине 5 см				Температура почвы на глубине 15 см				Температура почвы на глубине 40 см			
Часы				Часы				Часы			
7	11	13	21	7	11	13	21	7	11	13	21
14.0	16.5	18.3	17.8	15.2	15.6	16.1	18.0	14.8	14.8	14.8	15.0
14.9	17.1	18.5	17.3	15.8	16.1	16.5	17.5	14.9	14.9	15.0	15.0
14.6	14.5	14.6	13.8	15.7	15.2	15.1	14.7	14.8	14.8	14.6	14.4
12.5	15.2	16.5	15.6	13.5	13.7	14.3	16.4	14.0	14.0	14.0	14.2
11.5	15.0	16.7	16.0	13.4	13.9	14.7	16.5	14.0	14.0	14.0	14.0
12.7	15.6	16.8	16.5	14.0	14.5	15.0	17.0	14.0	14.0	14.1	14.2
14.6	17.0	17.7	17.0	15.0	15.5	16.0	17.0	14.2	14.3	14.3	14.4
13.7	13.8	15.7	14.4	15.1	14.5	14.5	15.1	14.3	14.2	14.2	14.0
12.5	12.8	13.1	12.7	13.6	13.2	13.2	13.2	13.7	13.6	13.5	13.3
11.5	13.2	14.8	12.6	12.3	12.5	13.0	13.8	13.0	13.0	13.0	13.0
9.5	11.8	13.6	12.5	10.4	11.5	12.0	13.0	12.6	12.5	12.5	12.4
10.6	11.9	12.5	11.6	11.6	11.6	12.0	12.2	12.2	12.1	12.1	12,0
10.0	11.7	12.5	11.8	11.0	11.0	11.5	12.3	11.8	11.8	11.8	11.8
10.2	11.0	11.5	10.7	11.0	11.0	11.2	11.2	11.6	11.6	11.6	11.4
8.8	10.8	13.0	12.2	10.1	10.1	11.0	12.5	11.2	11.2	11.2	11.4
10.7	12.0	13.2	12.5	11.0	11.0	11.7	12.6	11.4	11.4	11.4	11.4
9.5	12.0	13.6	13.0	10.7	11.0	12.0	13.0	11.3	11.3	11.4	11.5
11.2	12 3	12.5	12.0	11.8	11.9	12.0	12.2	11.4	11.5	11.5	11.6
10.4	10.2	10.5	9.7	11.0	10.7	10.7	10.4	11.4	11.3	11.2	11.0
8.5	9.7	10.5	9.5	9.3	9.5	10.0	10.0	10.7	10.6	10.6	10,6
9.0	10.6	12.3	11.0	9.4	9.7	10.3	11.5	10.2	10.3	10.3	10.4
7.5	10.0	12.4	11.5	9.2	9.4	10.3	11.5	12.1	10.4	10.4	10.4
8.3	11.5	12.8	12.5	9.5	10.1	10.5	12.0	10.4	10.4	10.4	10.6
11.3	12.6	13.2	12.7	11.1	11.5	11.8	12.5	10.7	10.8	10.8	11.0
11.2	12.8	13.2	12.5	11.2	12.2	12.3	12.3	11.2	11.2	11.2	11.2
11.5	11.7	12.0	10.3	11.8	11.7	11.6	11.3	11.3	11.3	11.3	11.2
7.2	14.6	10.4	10.8	9.0	9.1	10.0	10.8	9.8	10.6	10.6	10.5
7.3	10.0	12.0	11.0	8.9	9.2	10.0	11.2	10.4	10.4	10.4	10.4
6.7	9.1	11.0	9.6	8.6	8.6	9.4	10.8	10.1	10.1	10.1	10.0
6.6	11.0	10.7	9.8	8.5	8.6	9.2	10.4	10.0	9.9	9.9	9.9
6.2	8.6	10.0	8.0	8.2	8.2	8.7	10.0	9.8	9.7	9.6	9.6
	12.5				11.4				12.1		

Микроклиматические наблю

Таблица 16

Долинная

дения, июль 1934 г.

тундра

Числа	Температура по срочному термометру на поверхности почвы						Ассман сухой в 11 часов	В 11 часов		Ассман в кустах в 11 часов		
	Часы				Максимум	Минимум		абс. влажн.	отн. влажн.	сухой	абс. влажн.	отн. влажн.
	7	11	13	21								
1	не набл.	15.1					13.4	8.3	72			
2	»	12.6					11.4	7.1	70			
3	»	11.1					7.2	7.2	90			
4	»	13.7					8.2	6.1	75			
5	»	9.6					8.8	7.4	87			
6	»	12.6					9.8	8.2	90			
7	»	21.1					15.4	5.9	46			
8	»	21.1			не наблюд.		17.4	6.1	41			
9	»	16.6					15.2	9.5	73			
10	»	16.1					17.0	12.5	87			
11	»	33.3					27.6	13.0	47			
12	»	38.6					29.0	14.2	48	не наблюд.		
13	»	30.6					26.6	12.3	47			
14	»	38.1					30.2	13.6	43			
15	»	36.3	22.7	17.1	40.2	—	29.2	15.9	52			
16	20.9	35.9	27.1	16.8	42.2	11.5	29.8	15.4	50			
17	15.8	12.1	15.6	11.0	16.4	10.7	12.0	10.3	98			
18	14.6	20.6	27.6	6.7	28.2	6.6	14.8	7.7	61			
19	18.6	27.0	29.6	10.6	31.0	1.8	21.0	6.4	35			
20	20.9	27.8	31.1	11.6	33.1	1.1	22.0	8.1	41			
21	25.1	33.4	33.1	10.0	36.7	2.3	24.0	7.7	34			
22	23.8	31.4	35.6	12.4	35.7	3.8	26.4	10.0	39.0			
23	25.6	34.1	35.6	15.6	38.0	5.4	27.0	9.1	35			
24	24.8	34.6	22.6	13.6	37.4	5.5	28.4	9.9	35	32.0	8.8	25
25	15.6	16.9	18.6	11.8	21.2	10.6	15.0	10.9	86	17.0	12.4	85
26	19.6	25.6	28.0	11.8	32.2	9.2	19.0	11.2	68	22.7	11.5	53
27	24.6	29.6	30.6	10.6	32.3	4.7	23.4	10.7	49	26.2	10.7	43
28	23.9	27.6	31.6	14.1	35.5	6.8	26.2	13.1	52	30.4	13.9	43
29	24.1	29.9	28.8	14.1	41.0	4.8	25.2	10.3	43	28.2	12.7	44
30	14.1	26.6	32.1	9.2	35.4	6,4	20.0	12.9	74	26.2	9.3	37

Температура почвы на глубине 5 см				Температура почвы на глубине 15 см				Температура почвы на глубине 40 см			
Часы				Часы				Часы			
7	11	13	21	7	11	13	21	7	11	13	21
не набл.	—				11.0						
»	11.5				10.5						
»	6.2				5.0						
»	7.5				7.3						
»	8.5				8.2						
»	8.2				7.7						
»	9.4				7.8						
»	11.3		не наблюд.		9.8		не наблюд.				
»	11.0				10.2						
»	13.0				11.5						
»	16.5				12.8						
»	18.4				15.3						
»	18.5				16.0						
»	19.5				16.3						
»	19.8	21.5	20.0	—	17.0	17.5	19.0	не набл.	не набл.	не набл.	не набл.
17.3	20.0	21.0	18.5	16.8	17.2	17.8	17.7	»	»	17.0	15.1
15.7	15.2	15.2	14.6	16.2	15.5	15.4	15.0	14.6	14.4	14.4	14.0
13.0	15.4	16.7	16.0	13.5	13.0	14.5	16.0	13.5	13.4	13.4	13.4
11.3	15.0	17.0	16.5	13.0	13.5	14.3	16.2	13.3	13.2	13.2	13.3
12.0	15.4	17.4	16.7	13.3	14.0	14.6	16.7	13.1	13.1	13.1	13.3
12.0	16.0	18.0	17.4	13.8	14.5	15.3	17.4	13.2	13.3	13.3	13.6
13.7	16.8	18.6	18.0	14.6	15.1	15.8	17.8	13.6	13.6	13.7	14.0
14.6	17.3	19.3	18.2	15.2	15.8	16.7	18.2	14.0	14.1	14.2	14.4
15.0	17.8	18.7	16.2	15.8	16.2	16.8	16.7	14.4	14.2	14.4	14.4
14.9	16.1	16.2	15.2	15.2	15.2	16.3	15.2	14.2	14.2	14.2	14.0
14.0	16.0	17.4	16.8	14.0	14.6	15.1	16.7	13.8	13.8	13.8	14.0
13.8	16.5	17.8	27.0	14.3	15.2	16.0	17.2	14.0	14.0	14.0	14.2
14.5	17.5	18.5	18.0	15.2	16.0	18.6	18.0	14.4	14.5	14.5	14.7
14.7	17.2	18.3	17.6	15.5	16.1	16.6	17.7	14.6	14.8	14.7	14.8
14.3	16.5 / 14.3	18.1	17.5	15.6	15.7 / 13.1	16.3	17.8	14.8	14.8 / 13.9	14.8	14.9

Таблица 14

Сентябрь 1934 г.

Числа	Температура воздуха: Часы 7	13	21	среди.	макс.	мин.	Абс. влажн. средняя за сутки в мм	Отн. влажн. средняя за сутки	Осадки в мм
1	2.5	13.2	8.8	8.2	13.9	1.7	5.2	67	—
2	1.1	14.0	5.2	6.8	14.8	—0.6	5.3	76	—
3	2.2	12.4	8.4	7.7	13.2	0.4	6.4	83	1.2
4	8.8	10.4	10.7	10.0	11.2	8.1	8.7	95	—
5	9.6	14.6	9.7	11.3	14.6	8.5	8.9	89	0
6	8.3	9.2	7.8	8.4	11.2	6.3	7.9	96	2.1
7	7.5	8.2	8.6	8.1	9.0	7.0	7.8	97	4.1
8	9.4	11.8	8.8	10.0	12.5	8.1	7.8	85	—
9	7.8	10.1	8.8	8.9	10.2	7.0	7.8	91	0.5
10	10.4	11.3	16.5	14.7	18.0	8.6	9.2	75	—
11	14.8	16.0	12.8	14.5	17.0	10.0	7.3	59	—
12	6.6	14.0	11.1	10.6	14.7	5.5	6.4	69	2.5
13	10.2	9.0	5.8	8.3	11.2	5.8	6.2	75	5.7
14	5.2	8.2	4.2	5.9	8.5	3.8	5.3	75	2.5
15	1.6	3.6	6.8	4.0	6.8	0.5	5.3	87	3.8
16	6.2	9.3	4.6	6.7	9.8	3.6	5.7	79	0.3
17	7.8	9.8	4.6	7.4	11.3	4.3	6.7	86	0.1
18	2.6	12.9	11.6	9.0	13.5	1.0	6.7	79	—
19	5.2	9.3	10.6	8.4	11.5	4.5	7.8	93	—
20	9.1	11.8	4.4	8.4	12.7	4.3	6.2	76	0.2
21	4.6	6.6	6.6	5.9	11.6	не набл.	6.2	89	15.7
22	6.8	7.3	6.7	6.9	7.7	»	6.6	88	3.3
23	5.4	9.6	6.1	7.0	10.0	»	6.1	78	1.7
24	8.0	7.6	7.1	7.6	8.1	»	7.1	91	1.2
25	6.3	7.4	5.9	6.5	7.4	»	6.4	88	—

Влажная почва в условиях очень низких температур представляет собою неустойчивую систему, в силу чего достаточно небольших сдвигов, небольших изменений внутри или на поверхности системы, чтобы вывести ее из состояния временного равновесия и направить процессы по определенному руслу. Поэтому не может быть одного универсального объяснения этим явлениям. В одних местах пятнистость и сопутствующее ей бугрообразование вызваны характером размещения растительного покрова, у предела своего распространения чрезвычайно чувствительного к малейшим изменениям в условиях обитания и потому имеющего несомкнутый покров; в других местах те же процессы связаны с наличием камней на поверхности почвы; не лишена вероятности возможность образования бугристой тундры и под влиянием деградации трещин, особенно для районов, лишенных растительности и сложенных мелкоземистыми породами (136, 174, 150, 71).

Не без влияния на эти процессы остается и та пятнистость, которую мы наблюдаем при стаивании снега (184), и целый ряд других причин,

Таблица 17

Микроклиматические наблюдения. Сентябрь 1934 г.

Нижняя тундра

Числа	Температура по срочному термометру на поверхности (часы) 7	11	13	21	Пов. почвы максим.	Пов. почвы миним.	Ассман в 11 часов сухой	Ассман в 11 часов абсол. влажн.	Ассман в 11 часов относ. влажн.	Ассман в кустах в 11 час. сухой	Ассман в кустах в 11 час. абсол. влажн.	Ассман в кустах в 11 час. относ. влажн.
1	4.3	19.1	21.6	4.6	23.1	—3.4	14.0	6.2	52	16.4	6.8	49
2	0.1	19.6	22.2	1.8	24.2	—5.8	14.2	7.2	59	15.8	6.7	49
3	0.1	18.1	21.3	8.6	22.4	—4.5	14.6	7.2	58	17.6	8.2	54
4	9.0	11.4	12.4	9.8	13.8	—7.8	11.0	9.2	94	10.8	9.5	97
5	10.6	17.1	25.6	9.3	26.2	—4.7	15.0	10.2	80	14.4	9.5	78
6	9.4	11.1	10.6	7.6	12.6	1.8	10.4	9.2	97	11.6	9.7	95
7	7.6	9.4	9.9	8.4	10.2	2.1	8.8	8.5	100	9.4	8.6	97
8	9.9	19.1	16.4	7.6	23.6	7.3	14.2	9.1	76	14.8	9.8	78
9	8.1	10.4	11.6	8.6	14.7	6.8	9.8	8.5	93	10.5	9.8	91
10	10.8	16.6	21.8	14.6	26.8	8.6	14.4	10.2	83	15.0	10.9	86
11	13.6	20.6	20.6	7.7	29.4	—4.3	17.2	2.7	52	18.6	9.0	56
12	7.6	17.6	16.6	8.1	22.7	—2.4	15.6	6.5	49	16.4	7.2	52
13	8.9	8.6	8.8	4.6	9.7	2.7	9.1	6.9	77	9.4	7.2	81
14	4.4	8.6	8.6	1.3	9.2	0.4	7.7	6.5	83	7.6	6.9	88
15	2.1	5.1	5.1	5.1	6.3	—1.8	4.2	5.8	93	4.8	6.0	93
16	5.2	4.0	11.8	4.0	20.0	1.1	9.1	7.7	89	9.8	7.5	83
17	7.6	11.0	12.0	0.4	16.4	0.3	10.0	8.3	91	10.6	8.9	93
18	—0.2	17.5	16.7	10.3	21.2	—2.5	13.4	9.1	78	13.0	10.3	92
19	3.1	16.7	13.1	10.1	18.4	0.1	12.8	8.8	80	14.7	9.4	75
20	7.6	16.2	18.9	0.2	20.7	—0.8	13.5	7.4	65	14.4	6.9	56
21	4.4	6.5	6.4	6.0	6.7	—2.4	6.7	7.1	97	7.0	7.2	96
22	6.6	6.7	7.6	5.9	7.8	5.3	7.1	7.2	96	7.1	7.4	99
23	5.7	14.1	15.6	5.7	17.4	1.5	9.6	6.8	76	11.4	7.8	78
24	7.4	7.9	7.9	6.0	8.7	4.9	8.1	7.8	96	8.2	7.8	96
25					9.4	5.4	6.9	6.9	93	6.9	7.0	94
26							7.4	6.9	90	7.4	7.4	96
27							9.1	7.8	91	2.5	8.3	93
28							5.5	6.2	92	5.4	6.3	94
29							1.4	3.6	22	3.1	3.9	68

Не наблюдалось

может быть, нами еще мало учитываемых, может оказать направляющее действие на ход процессов в этой неустойчивой системе.

Литература по этим вопросам наиболее полно разобрана в работах Гладцина, Городкова и Ливеровского.

O. A. POLINZEVA and E. N. IVANOVA

THE HYBINSKY MASSIV SPOTTY TUNDRA COMPLEXES AND THEIR EVOLUTIONS IN CONNECTION WITH THE EVOLUTION OF THE SOIL AND VFGETATIVE CRUST.

Summary

The present article contains the results of a detailed semistationary investigation of the spotty tundra within the limits of the Knibiny mountain group. Irregular polygones covered by rubble and boulders alternating with plots of turf, are peculiar of the spotty tundra, resulting in the development of microrelief, as the «spots» which are grown are a bit elevated in comparison with the stony polygones.

The detailed investigation of soil and vegetation, in connection with the dinamics of moisture and temperature, as well as with a series of microclimatic observations of separate components of the complex, has led the authors to consider the formation of knolls and «spots» in the light of evolution of the soil- and vegetation cover.

The level spots exhibit a smaller range of variations of temperature, than the surface of knolls, and therefore, the boulder covered polygones are gradually grown, at first with *Empetrum nigrum*, then with *Betula nana* and a corresponding mossy cover.

The vegetation, that has taken root, changes the termic regime of the soil: on account of a smaller heat conductivity under the vegetation spot, the soil freezes later; under the stony spot — sooner, and in dilating, it compresses the layer of the soil column, underlying the leaty layer; when freezing, this latter is projected upwards. This phenomenon was observed in soil — profiles of the investigated region: t h e u p p e r b o u l d e r l a y e r i s a r c h - l i k e u p l i f t e d o v e r t h e m o s s y c o v e r.

With the development of the vegetation spot, grows its peaty cover and the thickness of the mossy cover, and consequently the difference in heat conductivity of the upper soil layers becomes greater, resulting in a further growth of knolls. Together with the development of vegetation, the development of the profile of a peaty-podzol humus-illuvial soil is advancing, whose illuvial horizon has a capacity of retaining a considerable quantity of moisture (50 p. c. and more).

Even as a knoll is growing, its termic regime is changing, the range of temperature variations on its surface becomes greater, and consequently *Betula nana* acquires a stunted aspect, and finally disapears. Thys has a fatal effect on the mossy cover. The sod deprived of its chief support, has not the force to withstand the mechanical action of the pressing soil-column,

and breaks. The work of the ice stems completes the degradation of the sod and at last, on the place of the knoll remains a heap of stones, which deprived of all support, under the influence of the wind and of ice stems, is strewn on the soil surface, and gradually levelling is transformed into the flat surface of a boulder polygone. Simultaneously with the deteriaration of vegetation, corresponding changes are observed in the soil-profile: it loses the sod, the thickness of the humus-illuvial horizon is reduced and it becomes less intensively expressed. All the stages of this evolution have been observed, moreover some peculiarities, in the aspect of the soil profile, may serve as a proof of the development of the processes in precisely this direction. These peculiarities are: (1) a superabundant moistening of the upper part of the profile (no freezing); (2) the arch-like position of boulders in the knolls; (3) the presence inside of knolls of boulders bearing traces of a superficial mechanical weathering; (4) the coincidence of the humus-accumulative and the humus-illuvial horizons, which may be accounted for to the assending movement of boulders and other intrusions under the influence of freezing: the boulders in their movement carry the particles of the illuvial horizon up to the accumulative layer of the soil.

Further, the authors on ground of an extensive literature come to the following conclusions: the fundamental cause of the formation of spotty tundras, of stony polygones, and other similar formations is the work of the frost and a strong moistening of the soil: the latter may be due either to an excessive surface moistening (Khibiny) or to the vicinity of perpetual freezing.

A humid soil in conditions of very low temperatures is a very unstable system, and a slight moving, a small change inside or on the surface of the system are sufficient to make it lose its temporary equilibrium, and to direct the processes into a definite direction.

Therefore there cannot exist a uniform explanation of these phenomena.

In some places spots and the resulting knoll-formation are due to the character of arrangement of the vegetative cover, which near the limit of its development is extremely sensitive to the smallest change in the outward conditions and therefore does not form a continuous cover. In other places, the same processes are connected with the presence of stones on the surface. It is not unpropable that there might exist a possibility of the formation of a knolly tundra likewise under the influence of degradation of fissures, especially for regions devoid of vegetation and composed of finely textured deposits. Moreover these processes are not free from the influence of the «spottiness», which is observed at the thawing of the snow, and from a great number of other causes, which are as yet not sufficiently taken into account and which nevertheless may direct the progress of processes of this unstable system.

ЛИТЕРАТУРА

1. А б о л и н Р. И. Постоянная мерзлота грунтов и ископаемый каменный лед. Зап. Читинск. отд. Приамур. отд. ИРГО, вып. IX, 1913.
2. Геоботаническое и почвенное описание Лено-Вилюйской равнины. Изд. Академии Наук СССР. Труды Ком. по изуч. ЯАССР, X, 1929.

3. Андреев, В. Подзоны тундры Северного края. Природа, № 10, 1932.
4. Его же. Растительность тундры Северного Канина. Сборник «Оленьи пастбища Северного края». Изд. Севкрайгосторга, Архангельск, 1931.
5. Андреев В. Н. Типы тундр запада Большой земли. Труды Ботан. музея Академии Наук, XXV, 1932 г.
6. Ануфриев Г. И. О болотах Кольского полуострова. Изд. Географического ин-та. Работы организованного Инст. в 1920 г. Кольского почвенно-ботан. отряда Сев. экспедиции. Вып. 3, 1922.
7. Афанасьев Я. Н. Из области анаэробных и болотистых процессов. Почвоведение, XXV, 1930.
8. Его же. Зональные системы почв. Горки, 1922.
9. Берг Л. С. Зона тундр. Изв. ЛГУ, т. I, 1928.
10. Его же. Ландшафтно-географические зоны СССР. I. Тундра, лесная зона. Прилож. № 42 к Трудам по приклад. ботанике, генетике и селекции, 1930.
11. Боев Н. И. Исследование вопроса о вечной мерзлоте почвы. Бюлл. Политехн. общ. сост. при Техн. учил., № 1—2, 1897.
12. Боништедт. Э. М. Ледяные стебельки. Природа, 1921 г. № 10/12 73—74. То же — Хибинский массив. Труды Сев. науч.-пр. эксп., вып. 16 (35—36), 1923.
13. Бургвиц Г. К. К микробиологическому обследованию некоторых почв Кольского полуострова. Инст. опыт. Агрон., т. VII, № 2 (218—219). 1929 г. Опыты Хибинского с.-х. пункта.
14. К изучению группового состава бактерий Мурманских почв. Труды Отд. с.-х. микробиологии, т. IV, стр. 163—171.
15. Вечная мерзлота. Изв. Общ. любит. естеств. антроп. и этногр., № 2, 1910.
16. Гладцин И. Н. Работа мороза. Сборник Географо-эконом. исслед. ин-та, 1926.
17. Его же. Каменные многоугольники.
18. Геоморфологические наблюдения в Хибинских тундрах. Труды ин-та по изучению Севера, вып. 39. Изд. Науч. тех. управ. ВСНХ, № 223, Москва, 1928 — Хибинские и ловозерские тундры, т. II.
19. Глинка К. Д. К вопросу о различии подзолистого и болотного типов выветривания. Почвоведение, № 2, 1911.
20. Его же. Почвы России и прилегающих стран. 1923.
21. Его же. Очерк почв Якутии. Якутск. сборник Академии Наук СССР, т. II, Л., 1927.
22. Городков Б. Н. Вечная мерзлота и растительность. Изд. Академии Наук СССР, Матер. КЕПС, № 80.
23. Его же. Пятнистая тундра. Резюме, сделанное Ивановой Е. Н. из работ III Всероссийского съезда в Москве. Географический вестник, т. I, вып. 1, 1922.
24. Городков Б. Н. и Неуструев, С. С. Почвенные районы Уральской области. Уральский техн. экономич. сборник, 5, 1923.
25. Городков Б. Н. Западносибирская экспедиция Академии Наук и Русского географ. об-ва. Природа, № 7—12, 1924.
26. Городков Б. Н. Полярный Урал в верхнем течении рр. Соби и Войкара. Изв. Академии Наук, 1926.
27. Его же. Полярный Урал в верхнем течении р. Соби. Труды Ботан. музея Академии Наук СССР, XIX, 1926.
28. Его же. Тундра и альпийский пояс гор. Природа, XVIII, 1929.
29. Его же. Полярный Урал в верховьях рр. Войкара, Сыни и Ляпина. Мат. КЭИ Академии Наук СССР, 7, серия Уральская.

30. Его же. Почвы тундры. Природа, XVIII, стр. 70, 1929.
31. Его же. Почвенные исследования Гыданской экспедиции Академии Наук СССР. Осведом. бюлл. КЭИ, II, 1929.
32. Gorodkov B. N. Soils of the Tundra Plain of the USSR. Reprinted from Pedology № 4, — XXV, 1930.
33. Городков Б. Н. Вечная мерзлота в Северном крае. Изд. Академии Наук, сер. Севера, вып. 1, 1932.
34. Его же. Почвы Гыданской тундры. Труды Поляри. ком. Академии Наук, вып. 7, Л., 1932.
35. Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры. Ин-т по изуч. Севера НИИС, 22, 1924.
36. Его же. Типы тундрового микрорельефа субарктической Евразии, их географическое распространение и генезис. Землеведение, XXVII, 1925.
37. Его же. Почвы субарктической тундры и лесотундры Евразии в связи с наблюдениями в Большеземельской тундре в 1921 г. Почвоведение, т. XX, вып. 4, Москва, 1925.
38. Вечная мерзлота и древнее оледенение. Сб. «Вечная мерзлота». Изд. Академии Наук СССР, 1930.
39. Дедов А. А. Оленьи пастбища Тинакской тундры. Сборник «Оленьи пастбища Северного края». Изд. Севкрайгосторга, Архангельск, 1931.
40. Доктуровский В. С. Растительность Тырминско-Буреинского района и Амурской области вообще. Труды Почв.-ботан. экспед. Перес. управл., ч. II, вып. 3, стр. 110, 1911.
41. Докучаев В. В. К учению о почвенных зонах. Сб. 1899.
42. Драницын Д. А. О некоторых зональных формах рельефа крайнего Севера. Почвоведение, № 4, 1914.
43. Его же. Материалы по почвоведению и геологии западной части Нарымского края. Труды Почв.-ботан. экспед. по исслед. колон. районов Азиатской России (почв. исследов. 1911 г.).
44. Его же. 1916 г. Сев. Енисейская экспедиция. Предварительн. отчет об орган. и исполн. работ по исслед. почв Азиатской России в 1914 г. Петроград.
45. Егоров С. Ф., Вуконич Е. Н. и Александрова Г. А. Почвенно-геологические работы. Работы Имандровской экспедиции Мурманской биологической станции. Отчетн. сборн. колон. отдела Правл. Мурманской ж. д. за 1925—1926 гг.
46. Егоров С. Ф. Рельеф и наносы восточного побережья Большой Имандры. Изд. Академии Наук СССР. Труды Геоморф. ин-та, вып. 1, 1931.
47. Залесский С. К вопросу о мерзлой почве. 1895.
48. Захаров С. А. Курс почвоведения, Москва — Ленинград, Сельхозгиз, 1931.
49. Его же. К характеристике высокогорных почв Кавказа. Изв. Константиновского межевого института, V, 1914.
50. Зубков А. И. К вопросу об изменении климата на севере Сибири в послеледниковое время. Труды Поляри. ком. Академии Наук, вып. 5.
51. Его же. Тундры Гусиной земли. Предварит. труды Ботан. муз. Академии Наук, вып. 25, 1933.
52. Игнатьев В. Вечная мерзлота на Кольском полуострове. Природа, № 2, стр. 58, 1933.
53. Иванов И. М. О почвенных образованиях в Арктике. Научные результаты экспедиции на Землю Франца Иосифа летом 1929 г. Сб. под ред. В. Ю. Визе. Труды ин-та по изуч. Севера, вып. 49, Гостехиздат, 1931.

54. Казанский А. Ф. О микробиологических работах на Новой Земле в 1926/27 г. Дневник Всесоюзного съезда ботаников. Л., 1928.
55. Качинский Н. А. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. Труды Научно-исслед. ин-та почвоведения. Моск. гос. ун-та, 1927.
56. Квашнин-Самарин Н. В. К вопросу о мерзлоте, как факторе почвообразования в западной части Амурской области и на Олекминском водоразделе. Матер. по изуч. русских почв, вып. 20, 1911.
57. Его же. О некоторых наблюдениях над микрорельефами мерзлоты и его значении. Матер. по изуч. русских почв, вып. 18, 1913.
58. Кормовые ресурсы тундровой зоны СССР. Часть I (Мурманский, Немецкий, Ямальский округа). Часть II (Таймырский окр., сев. районы ЯАССР, тундровая часть ДВК.) Советское оленеводство, № 1 и 2, изд. Ин-та оленеводства, Л., 1933. Статьи Салазкина, Самбука, Андреева, Шошиной, Дедова, Городкова и Сочова. Приводится главнейшая литература по округу полностью до 1932 г. и частично 1933 г.
59. Корчагин А. А. Об основных понятиях тундроведения. Сов. Ботаника, № 2, Л., 1933.
60. Ливеровский Ю. А. Почвы Печорского края. Труды Почвенного ин-та, т. VIII, вып. 7, 1934.
61. Его же. Почвы тундр Северного края. Труды Полярной комиссии, вып. 19, изд. Академии Наук, Л., 1934.
62. Мальченко Е. Климатические условия в районе вечной мерзлоты. Вечная мерзлота. Сб. Академии Наук СССР, 1930.
63. Миддендорф А. Путешествие на север и восток Сибири, 1860—1867.
64. Никифоров К. К. Метеорологические почвенные и ботанико-биологические наблюдения на станции Бомнак за лето 1910 г.
65. Его же. О некоторых динамических процессах в почвах в области распространения вечной мерзлоты. Почвоведение, № 2, 1912.
66. Неуструев С. С. Элементы географии почв: Л., 1930.
67. Его же. Опыты классификации почвообразовательных процессов в связи с генезисом почв. Изв. Географ. ин-та. VI, 1926.
68. Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. Москва; 1927.
69—70. Оленьи пастбища Северного края. Сборник I. Андреев, Дедов, Самбук, сборн. статей. Архангельск, Севкрайгосторг, 1931 г. Сборник II. (Ин-та оленеводства Всесоюзной Академии с.-х. наук им. Ленина, ВАСХНИЛ). М., Академия Наук СССР, 1933.
71. Панов Д. Г. Полигональные образования Канинской тундры. Изв. Гос. географ. об-ва, т. XIV, вып. 4, 1933.
72. Палибин И. В. О природе Новой Земли и Земли Франца Иосифа. Почвоведение, IV, 1902.
73. Пархоменко С. Г. Отчет о поездке в Вилюйский округ. Мат. ком. по изуч. АССР, вып. 14, Изд. Академии Наук, Л., 1928.
74. Подъяконов С. Я. Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения. Изв. ИРГО, т. XXXIX, вып. 4, 1903.
75. Полынов Б. Б. Почвенно-географический очерк Тырминской горной тайги Амурской области. Труды Почв.-ботан. эксп. по исследованию колониз. районов Азиатской России. Ч. I. — Почвенное исследование. 1909.
76. Его же. Особенности условия выветривания и почвообразования в Амурской области, Ежегод. по геол. и минералог. России, т. XII, вып. 5—6, 1910.

77. Его же. О вечной мерзлоте и о формах льда и снега, переживающих лето в Амурской области. Землеведение, кн. III, 1910.
78. Поссе Р. Программа для ботанико-географического исследования тундры. СПб.,
79. Прохоров Н. И. Северная часть Амурской области. Предварительный отчет об организации и использовании работ по исследованию почв Азиатской России в 1911 г. СПб, 1912.
80. Его же. К характеристике почвообразования на Кольском полуострове. Бюлл. III Всероссийск. съезда почвовед. в Москве, № 3—4. 1921.
81. Ратманов Г. Е. Почвы Новой Земли. Труды Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, в. 3—4, 1930. Изд. Академии Наук СССР.
82. Ревердатто В. В. Морфология и растительность пятнистой тундры арктической и альпийской области Сибири. Изв. Томского отдел. Гос. русск. ботан. общ. III, № 1—2, 1931.
83. Самбук Ф. В. Геоботаническая характеристика зимних оленьих пастбищ у устья р. Печоры. Сб. «Оленьи пастбища Северного край». Изд. Севкрайгосторга. Архангельск, 1931.
84. Его же. Работы в тундрах Северного края. Вестник Академии Наук СССР. № 8—9. Л., 1933.
85. Самойлович Р. Л. Ново-земельский отряд. Труды Сев. научно-промысл. эксп. (с наблюдениями К. Ф. Маляревского над почвами Новой Земли) 1922.
86. Сапожников В. В. и Никитина Е. В. Нижняя Обь и Обская губа. Изв. Русск. геогр. общ., 1923.
87. Северин С. Бактериальное население нескольких образцов почв из далекого Севера. Вести. бактериол. агроном. станции им. В. К. Феррейна, № 15, 1909.
88. Сибирцев Н. М. Почвоведение, 1901.
89. Скворцов. В прибрежных тундрах Якутии. Ленско-Колымская эксп. Воловича, 1929. Труды Якуткомиссии, т. XV, 26, 1930 г.
90. Соколов Н. Н. О возрасте и эволюции почв в связи с возрастом пород и рельефа. Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, вып. 6, Л., 1932.
91. Сочава В. Б. О пятнистых тундрах Анадырского края. Изд. Академии Наук СССР, Труды Полярн. ком., вып. 2, 1930.
92. Сукачев В. Н. К вопросу об изменениях климата и растительности на севере Сибири в послетретичное время. Метеоролог. вести., № 1—4, 1922.
93. Растительность верхней части бассейна р. Тунгира Олекминского окр. Якутской обл. Труды Амурской эксп., 16, Ботан. исследован., 1910, I, СПб, 1912.
94. Сукачев В. Н. К вопросу о влиянии мерзлоты на почву. Изв. Академии Наук, VI, 1911.
95. Сумгин М. И. Вечная мерзлота почв в пределах СССР. Владивосток, 1927.
96. Его же. Современное положение исследования вечной мерзлоты в СССР и желательная постановка этих исследований в ближайшем будущем. Вечная мерзлота, Изд. Академии Наук, Л., 1930.
97. Танфильев Г. И. Пределы лесов в Полярной России. Одесса, 1911.
98. Талабанов А. А. Пропускает ли воду мерзлая почва. Почвоведение, № 3, 1903.
99. Тюлина Л. Из высокогорной области Южного Урала. Очерки по фитосоциологии и фитогеографии, М., 1929.
100. Шульга И. А. К вопросу о природе и почвах о. Колгуева. Почвоведение, VI, 1904.
101. Филатов. М. М. Меридиональный схематический профиль почв европейской части СССР. Труды Почвенного ин-та, 1927.
102. Яковлев С. А. Об одном типе дислокации болот. Почвоведение, № 1, 1911.

103. Ячевский Л. А. О термическом режиме земной поверхности в связи с геологическими процессами. Горн. журн., № 4—6, 1905.
104. Его же. О вечно мерзлой почве Сибири. Изв. ИРГО, т. XXV, вып. 5, 1889.
105. Alix A. Nivations et sols polygonaux dans les Alpes françaises. La Geogr., XXXIX, 1923.
106. Blank E. F., Giesecke und Keeso H. Beiträge zur chemischen Verwitterung auf Hindö vesteraalen N.-Norwegen. Chem. d. Erde, 4. 76/77, 1928.
107. Blanck E., Riser A. und Mortensen H. Die wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen im Sommer 1926. Chem. d. Erd., 3, 1928.
108. Blank. Ein Beitrag zur Kenntniss arktischer Böden, insbesonders Spitzbergens. Chem. d. Erde, 1919.
109. Bjolykke K. O. 2 Bodenprofile aus Swalbard (Spitzbergen). Bodenkundliche Forschungen. I. 96—108, 1928.
110. Bunge. Einige Worte zur Bodeneisfrage. Зап. И. Спб. Мин. общ., 40, № 8, 1903.
111. Bodman, W. Ergebnisse der Schwedischen Südpolarexpedition. 1901—03.
112. Beskow G. Erdfliessen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frostgebung. Geologiska Foreningens Förhandlinger, 52, SS. 622—638, Stockholm, 1930.
113. Cholnoky E. Spitzbergen. Budapest. 1912.
114. David E. The Heart of the Antarctic. London, 1909.
115. Deutsche Südpolexpedition, 1901—1903.
116. Dewey H. The Quart Journal. 83, № 329, 1927. Дискуссия по докладу Elton.
117. Diskussion über Bodenfluss (Solifliction) von Miehte, Penck, Spethmann, Braun, Ztschr. d. Geselsch. f. Erdkunde. Berlin, № 4, 1912.
118. Drygalski E. Grönlandexpedition 1891—93. Berlin, 1897.
119. Dubois A. La région du Mont Lusitania au Spitzberg. Bull. Soc. Neuchâteloise de Géogr., 21. (Neuchâtel), 1911.
120. Elton. The nature and origin of soil polygons in Spitzbergen. Quartern. Journ. of the Geol. Soc., 78, 1927.
121. Fries Th. Botanische Untersuchungen im nördlichsten Schweden. Upsala. 1913.
122. Frödin J. Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfliessen in den alpinen Regionen des Schwedischen Lapplands. Meddelanden. Lunds Univ. Geograph. Inst., Ser. A. № 2, S. 25, Lund, 1918. Zugleich Lunds Univ. arsskr., N. Avd. 214, № 24.
123. Frosterus B. Die Klassifikation der Böden und Bodenarten Finnlands. Geol. Kom., i Finl. Agrogeol. Medd., 18, Helsingfors, 1924.
124. De Geer. Geol. Föreningen i Stockholm. Förhandlingen, 1904.
125. Gellert J. und Schüller A. Eiszeitboden im Riesengebirge. Ztschr. d. deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 81, 1929, H. 9.
126. Gignaux M. Les sols polygonaux dans les Alpes et la genèse des sols polaires. Annales de Géographie, № 228, 1931.
127. Gorodkov B. N. Soils of the tundra plain of the USSR. Почвоведение, 1930, XXV, № 4.
128. Gregory J. W. Stone polygone beside Loch Lomond. The Geogr. Journ., vol. LXXVI, 1930.
129. Gripp K. Ueber Frost und Strukturboden auf Spitzbergen. Zeitschr. Ges. Erdkunde, Berlin, № 7—8, 1926.
130. — Beiträge zur Geologie von Spitzbergen, Abh. Naturwiss. Ver. Hamburg, 21, Hamburg, H. 3, 7, 1927.
131. Gruner M. Die Bodenkultur Islands. Arch. f. Biontol., III, 64—84. Berlin.

132. Hamberg A. Die Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen. Geol. Fören. i Förm. Stockholm, 1915.
133. Hamberg A. Zur Kenntnis der Vorgänge in Erdboden beim Gefrieren und Auftauen. Geol. Foreining. i Stockholm Forhandlinger, 37, 1916.
134. Handbuch der Bodenlehre. Blanck E.
135. Hans Heb. Die präglaziale Alpenoberfläche. Dr. A. Petermanns Mitteilungen aus Justus Perthes geographischer Anstalt. 59, Jahrgang, 1913, Gotha, S. 281.
136. Hawkes. The Geolog. Magaz. 1929, p. 509.
137. Heinz L. Die Tundra. Die Einzellandschaften der Tundra, ihre Landschaftstypen, ihre Entwicklung und Besonderheiten. München, 1932 (136).
138. Hilgard E. W. Die Böden humider und arider Länder. Internat. Mitt. Bodenkunde, I, 1911.
139. Högbom B. Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala, 9, 41—51, 1908/09.
140. Högbom B. Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala, 1912, vol. 11, pp. 242—251.
141. Högbom B. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala, 12, 261, vol. 11, 1914.
142. Högbom B. Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischen Faktor. Bull. Geol. Inst. Upsala, 278, 1925—27.
143. Huxley S. and Odell N. E. Notes on the surface markings in Spitzbergen. Geogr. Journ., № 3, 1924.
144. Jeckel Q. Eiskanter und Windkanter. Ztschr. f. Geschiebeforschung. 1925, Bd. 1, Berlin, 1925.
145. Jensen J. A. D. Undersogelse af Gronlands estkust. 64—67° n. Br. Meddelelser; om Grenland.
146. Kaufmann H. Phytnische Phenomene der Erdoberfläche. Braunschweig 1929.
147. Kihlman A. O. Pflanzenbiologische Studien aus Rus. Lapland. Acta Societatis pro fauna et flora fennica. T. VI, № 3, 1890.
148. Kinsi H. Beobachtungen über Strukturboden in den Ostalpen. Pettermanns Mitt., 263, 1928.
149. Kjelmann F. R. Über den Pflanzenwuchs an der Nordküste Sibiriens. (Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Vegaexpedition).
150. Leffingwell K. Ground in wedges the dominant forms of ground-ice in the Coast of Alaska. Journ. of Geol., 23, № 7, 633, ff. 1915.
151. Letroy J. H. Report upon the depth of permanently frozen soil in the polar regions in geographical limit and relations to the present poles of greatest cold. Proc of the R. Geogr. Soc. London, vol. VIII, 1886.
152. Nansen Fr. Spitzbergen, f., Abb. 10—18, Leipzig, 1922.
153. Meinardus. Characteristische Bodenformen auf Spitzbergen. Spitzb. Naturalist. Ver. R. West. Bonn., 1912, 23—32.
154. — Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. Ztschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin, 1912, № 4.
155. Meyer A. Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa. Chemie der Erde, II, 1926.
156. Meinardus. Arktische Böden. Handbuch der Bodenlehre. Dr. E. Blanck. 3. Band. 415, Berlin, 1930.
157. Miethe A. Ueber Karrenboden auf Spitzbergen. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin., № 4, 1912.
158. Nansen F. Spitzbergen, 1922, Leipzig.

159. Nordhagen R. Die Vegetation und Flora des Sylenegebietes, 1, Oslo, 1928, SS. 22.
160. Nordenskjöld O. Полярный мир и соседние ему страны. Землеведение, 1912.
161. —Einige Züge der physischen Geographie und der Entwicklungsgeschichte Südgrönlands. Geogr., 3, 1914.
162. Ohly Ch. Die klimatischen Bodenzonen und ihre charakteristischen Bodenbildungen. Intern. Mitteil. für Bodenkunde, 1913, III.
163. Passarge S. Drei Probleme diluvial-geologischer Morphologie. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 83, Jahrgang, 1931, Heft 6.
164. Pènck A. Die Eismassen der Eschcholy Bay. Deutsch. geogr. Blätter. 4, 1881.
165. Pohle R. Frostboden (Eisboden) in Asien und Europa. Petermanns Mitt., 1924, 86—89; 1925, 167—169.
166. Poser Hans. (Göttingen). Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rundschau, XXIV, H. 1—2, 1933.
167. Prassolow L. I. Böden des europäischen Teiles des USSR. Führer auf d. Rundreise d. zweiten Intern. Kongresses f. Bodenkunde, Moskau.
168. Qaltonen V. T. Zur Kenntnis der Ausfüllung des Eises im Boden. Acta forestalia, Fennica 25, 1923, Helsingfors.
169. Ramann E. Bodenbildung und Bodeneinteilung. Berlin. 1918.
170. Salomon W. Arktische Bodenformen in den Alpen. Sitzungsber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., Math. naturw. Klasse, Jahrg. 1929, 5, Abt. 31, p. 6, Fig. 9.
171. Samuelson, C. Studien über die Wirkungen des Windes in den kalten und gemässigen Erdteilen. Bull. Geol. Inst. Upsala, 20, № 23, 1926.
172. Satow G. Das Bodeneis in der Arktis. Aus dem Archiv der deutschen Seewarte № 5. Hamburg, 1930.
173. Seidenfaden Gunnar. Moving soil and vegetation in east Greenland. Kjöbenhavn, 1931.
174. Spethman. Über Bodenbewegungen auf Island. Ztschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin. 1912.
175. — Zeitschr. d. Ges. für Erdk. zu Berlin. 1921. № 4.
176. Stoll O. Zur Entstehung des Strukturbodens in polaren Gebieten. Veröff. Deutsch Observ. Ebeltotthafen Spitzbergens, H. 7, S. 8. Braunschweig, 1917.
177. Schosstakowitsch W. Der ewiggefrorene Boden Sibiriens. Ztschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde, Berlin, 1927, № 7/8, p. 428.
178. Taber Stephen. Frost heaving. Journ. of Geol., XXXVII, 5, pp. 428—461. Chicago, 1929.
179. — The mechanic of frost heaving. Journ. of Geol., XXXVIII, 4, p. 303, 317, fig. 5, 1930.
180. Olof Tamm. Studien über Bodentypen und ihre Beziehungen zu den hydrologischen Verhältnissen in nord-schwedischen Waldterrains. Meddelanden från Statens Skogsförsöksanstalt. Häfte 26. 1930—31. Stockholm, 1932.
181. Tamm-Olof. Markstudien i det Nord-Svenska Barrsxogs om mädet Moden. Studien in der nordschwedischen Nadelwaldregionen. Meddel. från. Statens Skogsförsöksanst., H. 17, № 3, 1920.
182. Tarnuzzer Chr. Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. Petermanns Mitt., 1911, II, 262—264.
183. Torodsen Th. Polygonboden und «thufur» auf Islans. Pett. Mitt. 1913.
184. Trevor-Battye. The geogr. Journal. LVIII, № 4, 1921.

185. Ule W. Strukturboden in Norwegen. Pett. Mitt. 1914.
186. Wéickmann Z. Beobachtung von Strukturboden während der Polarfahrt des «Graf Zeppelin», Juli 1931, Leipziger Ber., LXXX, № 21932.
187. Wigge K. Die Tundra als Landschaftsform. Köln, 1927.
188. Woeikov. Der Einfluss einer Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. Pencks Geogr. Abh., 33, Wien, 1889.
189. Wolansky D. Strukturböden und arktische Bodenformen. Geol. Rundschau XXIV, H. 1—2, 1933.
190. Калунный Г. М. О выпирании растений. Химизация соц. землед. 1935 г., вып. II.
191. Городков Б. Н. Растительность тундровой зоны. Ботан. Ин-т Академии Наук, 1935.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, т. XIII

Л. В. ТИХЕЕВА

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ И ЭВОЛЮЦИИ ЛЕСНЫХ ПОЧВ В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Введение

Настоящий очерк является результатом исследования почв в Волосовском районе Ленинградской области (Кикерино, планшет 3—53 одноверстной карты), — исследования, начавшегося в 1926 г. под руководством проф. К. Д. Глинки.[1]

Геологическое и почвенное исследование позволило отнести почвы района к двум генетическим группам: 1) типичные перегнойно-карбонатные, так называемые рендзины на осадочной карбонатной породе — кегельских доломитах и 2) «рендзинообразные», или «псевдорендзины» и вторично-подзолистые почвы — на моренных, более или менее карбонатных суглинках. Данные о почвах изложены в статье «О рендзинных и подзолистых почвах в области силурийского плато» (49).[2]

В том же районе в 1931 г. автором были собраны образцы для исследования генезиса почв на карбонатных породах в Ленинградской области.[3] Тщательно собранные образцы не затронутых воздействием культуры лесных почв и произведенные валовые анализы их[4] позволили наметить предлагаемый в настоящем очерке генетически обоснованный ряд стадий (ступеней) почвообразования на карбонатных породах, определяемых морфологически аггрегатной структурностью, разрушающейся с развитием подзолистого процесса.

Исследованный район характеризуется развитием по преимуществу почв второй генетической группы, составляющих комплексный почвенный покров в равнинных условиях плато.

Подзолистый процесс, при водопроницаемости моренных карбонатных суглинков в особых гидрогеологических условиях силурийского плато, развивается интенсивно. В проблеме повышения плодородия почв

[1] Ленинградская съемка б. Геологического комитета.

[2] Полный отчет о произведенном геологическом и почвенном исследовании представлен автором ЛГГРУ в 1931 г.

[3] В плане тематических работ Почвенного института Академии Наук.

[4] К сожалению, неполные и не для всего ряда почв.

в Ленинградской области силурийское плато, выделяемое Л. И. Прасоловым как один из лучших сельскохозяйственных районов, не подлежит известкованию. Для сохранения же лучших почв области от развивающегося подзолистого процесса известкование почв второй генетической группы было бы целесообразным также и в виду своеобразной комплексности этих почв, но при условии опытного исследования эффективности приемов известкования.

В заключение автор выражает искреннюю благодарность Л. И. Прасолову за предоставление возможности проведения работы, А. М. Панкову и А. А. Роде — за полезные указания при просмотре очерка.

I. Геологические условия

Краткий обзор литературных данных

В области силурийского плато (Silurische Terrasse, по F. Schmidt) доломитовая зона нижнесилурийских известняков получила освещение в наблюдениях следующих авторов.

И. Бок в 1868 г. (1) впервые констатировал вдоль Балтийской ж. д., к западу от ст. Гатчина и до ст. Молосковицы, «нижнесилурийский доломитный известняк, соответствующий горючему сланцу и Иевскому пласту Шмидта в Эстляндии» (1865 г.).

F. Schmidt в 1881 г., как известно, верхние пласты нижнесилурийских известняков в Эстляндии отнес к верхним слоям Иевского яруса (D) с характерным для них плеченогим *Orthisina anomala*, именно к кегельским (D_2) и вазалемским или гемикосмитовым (D_3). «Слои собственно иевские (D_1) мергелисты и кремнисты, с характерной формой *Cheirurus pseudohemicranium* Niesk и *Mastopora concava* Eichw.; слои кегельские (D_2) состоят из плотного известняка с *Chasmopsforma bacculata* Sjögr. и *maxima*, также *Orthisina anomala*, *Strophomena Asmussii*, *Cyclocrinites Spasskii*.[1]

Н. Ф. Погребов в 1913 г. (7), в результате гидрогеологического исследования силурийского плато, определяет нижнесилурийские известняки как мощную толщу, начиная от кегельских (ярус D_2, по Шмидту) до глауконитовых (B_2).[2] Известняки, трещиноватые, доломитизированные, местами сильно глинистые, залегают весьма правильно, при простирании с В на З и пологом падении на Ю. На известняках лежит толща моренных суглинков, с валунами и гальками кристаллических пород и местных известняков, незначительной и непостоянной мощности. Атмосферные осадки, свободно проникая через моренные суглинки в трещиноватые известняки, ведут к образованию воронок.

[1] Произведенное исследование почв в области карбонового плато (Борисово-Судский район) составит материал для следующего очерка.

[2] Общий разрез кембро-силурийских пород ниже толщи силурийских известняков составляют: глауконитовый песчаник (B_1), диктионемовый сланец (A_3), унгулитовый (и фукоидный) песчаник (A_2) и мощная толща синей глины (A_1).

Н. И. Свитальский (1925 г.), на основании химического и минералогического исследования образцов из карьера у д. Лиможи (ст. Волосово), кегельскую доломитовую зону Иевского яруса отнес к доломитам, близким к теоретическому составу, с содержанием окиси магния (MgO) от 19.15 до 20.62%. «Доломит этот представляет собою плотную мелкозернистую породу светлобурого цвета, показывающую под микроскопом однородное плотное сложение, без какой-либо заметной примеси других минералов» (9).

Н. Ф. Погребов и Д. А. Шильников в 1929 г., в результате исследования Изварского месторождения доломитов (8), дали общий разрез пройденных скважинами слоев, ниже валунной глины (1—1.5 м) и трещиноватого доломитизированного известняка (в ломках до 4 м):

Известняк, носящий название горчичника	12.35—19.70 м
Мергелистый доломитизированный известняк около . . .	10.0 »
Плотный » » до	5.0 »
Пестрые доломитизированные известняки	7.0 — 8.0 »
Сланцевато-мергелистый известняк	11.65 »

По данным анализов, на глубину скважины до 41.25 м содержание магния (MgO) — до 20% и более. Толщу исследованной площадки авторы характеризуют как доломиты «хорошего качества». Трещины пройденных скважинами известняков, также пустоты и каверны карстового происхождения заполнены красными и зеленоватыми глинами среднедевонского возраста, что позволяет авторам отнести явления карста в известняках к додевонскому возрасту.

В отчете б. Геологического комитета за 1925/26 г. (6), в предварительных сообщениях по составлению детальной геологической карты окрестностей Ленинграда, дается ряд указаний на нарушенное залегание верхних пластов известняков силурийского плато.

М. Э. Янишевский отмечает в районе дер. Гостилицы «на фоне спокойного залегания эхиносферитового и кукерского известняков — дислокации, выражающиеся в узких грядах, представляющих антиклинальные складки, состоящие из щебенки известняка».

Б. П. Асаткин характеризует район к Ю от Гостилиц присутствием параллельных гряд, ориентированных с СВ на ЮЗ, сложенных силурийскими известняками (предположительно от кукерских до иевских включительно). Известняки в грядах образуют род складки и ниже принимают горизонтальное залегание.

Е. М. Люткевич в исследованном им районе, южную половину которого слагают кегельские известняки с Strophomena, также указывает на присутствие гряд и холмов, ориентированных с СВ на ЮЗ, представляющих складки (раздавленных в щебенку известняков), затрагивающие слои, близкие к поверхности.

К. Д. Глинка и Л. В. Тихеева считают рельеф возвышенной части исследованного ими района карстовым, усложненным деятельностью ледника, что наглядно сказывается в периферических частях, где наблюдается ряд друммлоидных гряд. Последние при перпендикулярном

расположении к направлению ледника обнаруживают складчатость силурийских пород, возникшую, очевидно, под давлением края ледника.

Почти повсеместные следы карстовых явлений в массиве известняков в виде провальных воронок и мульд отмечает А. В. Фаас.

Приведенные краткие сведения дают указания: 1) на площадь распространения и строение толщи кегельских доломитизированных известняков, 2) на их химический состав, близкий к теоретическому составу доломитов, 3) на свободное прохождение атмосферных вод через моренные суглинки в толщу известняков, 4) на нарушенное складчатое залегание в верхних слоях известняковой толщи.

Район нашего исследования (около 144 км²) занимает среднее положение в районе распространения доломитовой зоны (Гатчина — Молосковицы) к В от Изварского месторождения (доломитов) и дер. Лиможи. Результаты исследования, характеризующие в основных чертах геологические условия района, даются в нижеследующих главах.

Данные о рельефе

Общие черты рельефа. В новейшей геоморфологической литературе силурийское плато характеризуется: 1) приподнятым над прилегающей местностью положением и 2) «исключительной равнинностью» своей поверхности.[1] Наибольшие высоты силурийского плато — свыше 150 м — на гипсометрической карте северо-западной части Ленинградской области ограничены четырехугольником Красногвардейск — Кингисепп — Кстлы — Красный город. К З и В платообразная возвышенность снижается до 50 м абсолютной высоты (Марков, 4). Район, исследованный нами, как и зона кегельских доломитов, относится к ЮВ части означенной платообразной возвышенности.

Большие высоты характеризуют СВ часть района, где имеются отметки в 130—162 м абсолютной высоты; остальная площадь имеет 117—128 м. При разности высот около 30 м на 2 км протяжения, падение поверхностей С.-В. возвышенной части выражается в 15 м на 1 км; колебания относительной высоты здесь, по барометрическим измерениям, в 8—11—18 м. В переходной полосе от возвышенной части местами еще имеются довольно значительные колебания относительной высоты. Остальная равнинная поверхность падает к Ю постепенно: при разности высот в 10 м на протяжении 10 км (между линией Балтийской ж. д. и южной границей района) падение к югу выражается в 1 м на 1 км.

Некоторые детали рельефа. С.-В. местность в более высокой части имеет увалистый рельеф, обязанный преимущественно древним доледниковым формам типичного карста (Крубер, 3).[2] На-

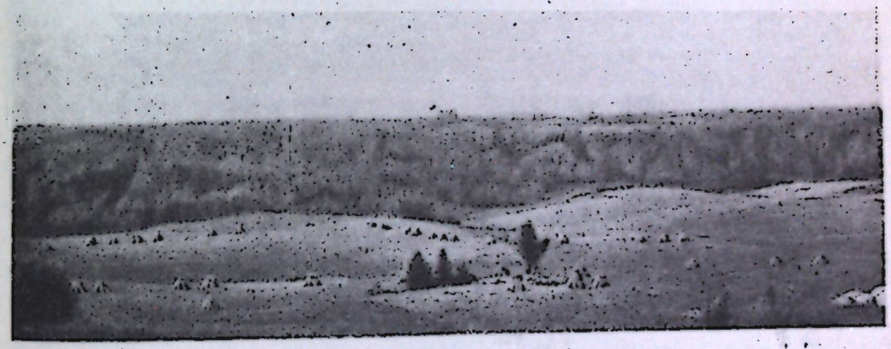
[1] С чем трудно согласиться. — *Л. Т.*

[2] «В известняках и доломитах особенности рельефа, зависящие от состава породы, выступают с большой отчетливостью. Начиная от карстовых «дыр» и рытвин, через воронки или долины и кончая увалами и польями, имеется генетическая цепь форм, обязанных своим происхождением коррозии. При слиянии воронок образуются ложбины, карстовые мульды, увалы. Корытообразные ванны с ровным дном и крутыми, иногда обрывистыми стенками — полья — имеют продольную ось в 2—3, 10—20 и до 30 раз большую, чем поперечная. Полья трех категорий: 1) постоянно переполняемые водой озера, 2) периодически затопляемые, 3) сухие» (А. А. Крубер, 3).

блюдаются: 1) корытообразные впадины — ванны, замкнутые, с сухим дном и (реже) с воронками стока и 2) сопровождающие их провальные воронки (послеледникового образования) (фиг. 1); также 3) резко выраженный уступ — довыработанный, возможно, в результате девонской абразии — которым отграничивается более высокая часть от лежащей к Ю впадины (Смольково), начинающей общее падение поверхности к югу, и 4) обрывистый склон к ванне, протягивающейся к северу (Ново-



Фиг. 1. Карстовый рельеф — ряд провальных воронок.



Фиг. 2. Бугровато-волнообразный карстовый рельеф (мезо и микро).

Ермолино). Места, незатронутые провальными формами карста, представляют бугровато-волнообразный мезо- и микрорельеф (фиг. 2). Здесь на более ровной поверхности случайно[1] обнаружена нивелирующая доледниковый рельеф работа подледниковых вод — заполнение доледниковой воронки флювио-гляциальным известняковым материалом. Предположительно, — известняк, захваченный и передвигаемый в массе льда,

[1] В яме, вырытой для подстройки погреба.

сваливаясь в виде щебня в воронку, обмывался и окатывался стекавшими в воронку подледниковыми водами, и в результате произошло заполнение ее карбонатным галечником.

Переходная от более высокой увалистой, типично-карстовой местности периферическая полоса характеризуется холмистым рельефом друммлоидного типа (Doss — 12, Keilhack — 14, Hausen — 13).[1] Параллельные гряды с направлением СВ — ЮЗ — СЮ, реже неориентированные холмики составляют холмистый комплекс к западу от



Фиг. 3. Складчатое залегание кегельских доломитов в друммлоидной гряде. Головной перегиб антиклинальной складки в верхней части гряды.

увалистого рельефа, также к ЮЗ. В последнем случае резко выделяется гряда по высоте (до 10 и более метров) и длине (более 0.5 км), составляю-

[1] Хребтовые гряды в геологической литературе относятся немецкими авторами к друммлоидному рельефу ледниковой эрозии — друммлиновому особого типа, с отклонением от обычного направления. По Doss (13), отклонение направления от обычного (ССЗ—ЮЮВ) к ССВ—ЮЮЗ шрамов и друммлинов часто в области доломитов, что было отмечено еще Гревингком возле Вендена. Keilhack (15), исследовавший детально друммлиновый ландшафт в Северной Германии, отмечает возможность наличия ядра друммлинов из твердой породы. Hausen (14) выделяет, кроме двух видов друммлинов — Radialmoränen и Stratifield Drift (едва прикрытый мореной), особые друммлоидные хребты, которые иногда состоят из твердой породы и подобны американским Rockdrumlins. Большинство гляциалистов (по Hausen) считает типичные друммлины подледниковым образованием (Close, Davis, Penk, Fairschild и др.).

щая антиклинальную складку известняков, вскрываемую в плитных ломках (фиг. 3) и обнаруженную в нашей разработке в нижней части склона СВ конца гряды (в 6 м выс.), которая вскрыла крыло антиклинальной складки с углом падения пластов известняка в 40° СЗ.[1] К Ю, по границе района, в холмистом комплексе выделяется главная, более длинная и высокая гряда, также представляющая предположительно антиклинальную



Фиг. 4. Друммлоидная гряда среди равнинного рельефа на границе с холмистым.



Фиг. 5. Карстовая «рытвина» — начальная форма провальных воронок.

складку. Переход к равнине друммлоидно-холмистого рельефа характерно выражен в открытых культурных ландшафтах, где гряды, покрытые лесной растительностью, вклиниваются в равнинную поверхность полей (фиг. 4). Эти редкие, невысокие, узкие гряды также сложены известняками, образующими род складки в местах наблюдений. Они повторяются местами и среди общеравнинной поверхности плато, иногда в небольших группах, часто сопровождаемые гребне-волнообразным микрорельефом. К ним обычно приурочены плотные ломки известняка.

[1] По поручению К. Д. Глинки студентом-географом Ивановым.

Равнинная поверхность плато имеет следы размыва известняков. При общем падении поверхности горизонтально лежащих пластов к Ю, наблюдается иное местное падение, как например: 1) на С к низине Красных Губаниц, 2) на З, к З от колхоза «Большевик». Характерные размывы выражены ложбинами, опускающимися к польям, к воронкам.

Здесь распространены воронки всех видов, начиная от «дыр», рытвин (фиг. 5) до глубоких и обширных, редких в культурных местах воронок, а также в виде серий-цепочек в местах, не освояемых культурой, оставляемых под лесной растительностью.[1]

Геологическое строение

Палеозойские отложения. Верхняя доломитовая толща нижнесилурийских известняков (S_1), соответствующая кегельской зоне (D_2) Иевского яруса (D) в Эстляндии (F. Schmidt), известная между ст. Гатчина и Молосковицы (И. Бок и др.), вскрыта в каменоломнях глубины 6—8 м и более, а в колодезных разрезах до глубины 30 м. Общий разрез доломитовой толщи в районе, по данным всех исследованных выходов, составляется из следующих слоев.

1. Известняк плотный, мелкокристаллический, серо-бурого, серо-белого и почти белого цвета, доломитизированный (вскипает с HCl не бурно), с частыми трещинами (трещины нередко заполнены красной и зеленоватой девонской глиной) ниже 2 м, в виде крупных плитных отдельностей с тонкой глинистой прослойкой голубого цвета на плоскостях напластования. Книзу толщи цвет становится более желтым, появляются прослойки красной глины или мергелистого известняка. Общая мощность увеличивается с увеличением абсолютной высоты места (6—8—17—19 м). Найдены окаменелости в виде, главным образом, ядер и отпечатков.

2. Известняк мергелистый, темнокрасного цвета, сланцеватый, в воздушносухом состоянии распадается на мелкие плиточки, доломитизированный; при большей мощности (до 8 м) является водоупорным горизонтом. Найдены окаменелости (в одном выходе).

3. Известняк плотный, доломитизированный, светложелтого цвета, с тонкими голубыми глинистыми прослойками. (Обнаружен ниже мергелистого известняка (2) в некоторых выходах в колодцах).

Найденные руководящие формы — *Chasmops maxima*, *Cyclocrinites* и *Strophomena Asmussii* — характеризуют известняки, как и кегельские слои Иевского яруса.

Приводим примерные определения собранной нами фауны, принадлежащие А. Ф. Лесниковой.[1]

I. В светложелтом известняке с красными разводами, с глубины 18 м колодезного разреза, на границе друммлоидно-холмистого рельефа с равнинным (обн. 26/11 к северу от дер. Арбонье — колхоз «Молотово»):

1. *Asaphus* sp. — 1 хвост. щит.
2. *Clitambonites* sp. — ядро одной вентральной створки.
3. *Strophomena Asmussii* Vern. — много ядер и отпечатков.
4. *Conularia* sp. — части раковины.
5. *Orthis testudinaria* Dalm. — одна вентральная створка.
6. Мшанка ветвистая из подпорядка *Trepostomata* — 2 образца.
7. Часть стебля *Pelmotozoa*.

II. В светложелтом известняке (глубина не выяснена), в друммлоидно-холмистой местности (в 1 км к С от предыдущего разреза), из колодца на ровном участке (обн. 26/12):

1. *Chasmops* sp. — часть одной свободной щеки.
2. *Clitambonites emarginata* Papl. — одна дорзальная створка.
3. *Strophomena Asmussii* Vern. — много ядер и отпечатков.
4. *Orthis* sp.
5. Мшанка ветвистая — отпечаток.
6. *Cyclocrinites* sp. — 2 экземпляра.
7. Стебель представителя Pelmotozoa — 1 экземпляр.

III. В плотном доломитизированном известняке почти белого цвета с редкими трещинами, с глубины 3 м, в каменоломне к Ю от ст. Кикерино (1 км) найден один экземпляр (1931 г.) трилобита *Chasmops maxima* Selm.

Известняки, по данным анализов (табл. 1), сильно доломитизированы. Содержание окиси магния (MgO) в плотном известняке колеблется от 17.15 до 20.15% (единично 14.7%), в мергелистом известняке — от 17.04 до 17.47%. Вычисленное отношение $CaCO_3$ и $MgCO_3$ в среднем равняется 1.47 : 1. Чистый химический состав плотного известняка характеризуется малым содержанием нерастворимого остатка:

[1] Относительно строения и генезиса друммлоидных гряд нельзя согласиться с отнесением К. К. Марковым гряд силурийского плато к «моренам напора» (4). Во всех выходах известняков в грядах нигде не наблюдается моренного материала: гряды сложены известняком in situ, в складчатом залегании, с определенным углом падения крыльев и головным перегибом антиклинальной складки.

Принимаемая в геологической литературе гипотеза происхождения Дудергофской и Кирхгофской возвышенностей как отзвук каледонской складчатости (Тетяев, Свитальский, С. А. Яковлев и др.), как результат эпейрогенических движений, в связи с каледонской тектонической дислокацией (взгляд М. Э. Янишевского относительно нарушений кембросилура на р. Поповке), может быть, позволяет предположительно видеть в образовании хребтовых гряд силурийского плато явление эпейрогенезиса (?). Складки могли быть выдвинуты в более затронутых коррозией местах толщи известняков, которая могла быть более значительной по периферии более приподнятых мест, где грядообразование выражено более резко. Последовавшее воздействие бокового давления ледника могло выразиться в образовании групп меньших холмов и гряд, сопровождающих главную гряду (?). Не исключается и возможность образования гряд в результате коррозии в толще известняков.

[1] Пользуюсь случаем выразить благодарность А. Ф. Лесниковой за сообщение данных определения.

Химический состав плотных известняков *Таблица 1*

№ по пор.	№ обнажения	Образец	Глубина в м	H_2O при 105°C	Нерастворимый остаток	CaO	MgO	$CaCO_3$	$MgCO_3$	CO_2	$CaCO_3$:$MgCO_3$
			На 100 г. сухого вещества								
1	27/28	Известняк плотный	0.5	0.18	1.17	32.15	19.12	57.42	39.96	46.57	1.45:1
2	31/14	»	8	0.29	2.82	30.67	20.03	54.77	41.87	45.48	1.31:1
3	34/16	»	12	0.13	1.84	30.75	20.15	54.91	42.12	46.62	1.30:1
4	48/21	»	>17	0.35	5.11	31.38	17.72	56.03	37.04	43.98	1.51:1
5	57/6	»	6	0.33	9.47	28.16	19.25	50.28	40.24	42.30	1.25:1
6	60/8	»	2	0.10	0.59	37.21	14.70	66.44	30.72	45.70	2.16:1
7	60/8	»	6	0.0	0.50	34.72	17.15	62.00	35.85	46.25	1.76:1
8	76/11	»	>14	0.16	1.66	30.40	18.25	59.73	38.15	46.06	1.38:1
9	31/14	Известняк мергелистый	6	0.71	15.49	26.19	17.04	46.77	35.63	38.97	1.31:1
10	76/1	»	ок. 11	0.79	14.17	26.06	17.47	46.54	36.51	39.46	1.30:1
									Средн.		1.47:1

Примечание. Методом растворения в 1% HCl. Лаборатория почвоведения Ленинградского Сельскохозяйственного института 1927 г. Аналитик Б. И. Философов.

Для характеристики высокого содержания MgO, в кегельских доломитизированных известняках приводим сравнительные данные гео-химической литературы (Daly по Goldschmidt, 30):

Породы	$CaCO_3$	$MgCO_3$
додевонские	2.39	1
девонские	4.49	1
каменноугольные	8.39	1
меловые	40.23	1
третичные	37.92	1
четвертичные новейшие	25.09	1

Заполняющие пустоты в плотных известняках девонские глины по механическому составу различны (табл. 2). Красная глина, обогащенная коллоидной окисью железа, имеет более тонкий состав, чем зеленовато-голубая глина.

Четвертичные отложения. Ледниковые континентальные отложения Вюрмского оледенения (Q_1^w), моренные суглинки с валунами и гальками кристаллических пород и местных известняков лежат на известняках плащеобразно — более мощным покровом во впадинах, утоняясь на повышениях известнякового мезо- и микрорельефа, представляя на друммлоидных грядах одни крупные валуны кристаллических пород. Содержание щебня местных известняков изменчиво, зависит от мощности моренного суглинка. При малой мощности (не более 0.5 м), примеси местного известнякового материала не менее массы суглинка породы носят

Механический состав девонских глин *Таблица 2*

Порода	0.5—0.25 мм	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	< 0.001	< 0.01	Примечание
	На 100 г сухого вещества							Метод Сабанина-Робинзона
Красная девонская глина	0.53	4.82	9.09	69.79	2.52	13.23	85.56	
Зеленовато-голубая девонская глина	4.16	39.48	12.47	35.84	1.01	7.04	43.89	

названия — «рихк» (Richk) в Эстляндии (Schmidt, 17, Hausen, 14), «локальная морена» в Германии (Schmidt, 17). Более мощные суглинки, около 1 м и в 1.2—2 м (реже), также карбонатны; в них содержание известняковых валунов, галек и более мелких включений достигает 90% по примерному подсчету при 10% кристаллических пород. Бескарбонатные моренные суглинки обогащены валунами кристаллических пород, их нахождение связано с понижениями вблизи болотистых и иных более промывавшихся мест.

Содержание углекислых кальция и магния в суглинках типа «рихк» и в более мощных карбонатных моренных суглинках резко различно; включенные же в них известняковые валуны почти одного и того же состава, при сильной доломитизированности, которая характеризует кегельские известняки (табл. 3).

Таблица 3

Содержание карбонатов в моренных суглинках

№ разреза	Порода	Глубина образца в м	H_2O при 105°C	CaO	MgO	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Примечание
		На 100 г сухого вещества						Методом растворения в 1% HCl
60/8	Моренный суглинок «рихк»	0.40	1.70	14.32	8.18	25.56	16.52	Аналитик Л. Н. Александрова (1931 г.)
	Известняковый валун из него		0.30	28.48	18.93	50.84	38.22	
22	Моренный карбонатный суглинок	0.40	2.59	0.73	0.84	1.30	1.70	
	Известняковый валун из него		0.34	32.27	18.98	57.60	38.42	

Механический состав суглинков (табл. 4, см. стр. 279) довольно однороден; по двучленному отношению «глины» и «песка» (частиц <0.01 мм и частиц >0.01 мм) — это глины и тяжелые суглинки. Состав же «глины» различен: тончайших частиц (<0.001 мм) значительно более в менее карбонатных суглинках, чем в «рихковых» (от 13.45 до 20.85% в первых и от 1.67 до 2.17% во вторых); в последних больше средней и песчаной пыли.

Ледниковые водные отложения — флювио-гляциальные пески — характеризуются в районе залеганием под чехлом моренных суглинков, без грядообразования (без озов), в условиях равнинного рельефа.

Отмеченное выше (в главе о рельефе) нахождение известнякового галечника на ровном месте в СВ высокой увалистой части района, заполнившего (предположительно) доледниковую воронку, позволяет видеть в отложениях флювио-гляциальных песков, под мореной, без образования гряд (озов) результат нивелирующей работы подледниковых вод в местах бывших карстовых впадин.

Характерный разрез флювио-гляциальных песков под моренным суглинком (в 1 м мощн.) вскрыт разработкой песка к С от ст. Кикерино (около 1 км), на границе поля с серией воронок с сопровождающей их заболоченностью; в обнажении видны:

1) мелкозернистый песок желтого цвета . . . . . около 1 м
2) слоистая песчано-хрящеватая толща грязносерого цвета, книзу водоносная, заплывает . . . . . 2 »

Здесь же, в 8 м, в свежезаложенной яме для 2 метрового монолита, песчаная толща состояла из мелкозернистого песка с тонкой косой слоеватостью и характерной пылеватостью состава.

Песчано-хрящеватая слоистая толща под мореной отмечена нередко в районе в равнинных условиях (разработки песка).

Позднеледниковые отложения не распространены. Возвышенное силурийское плато представляет местность неизмененных ледниковых наносов (С. А. Яковлев, 10), без осадков приледникового Балтийского озера стадий 9 I — 9 IV — (Ramsay, по Маркову, 5). Размывание морены здесь выражено лишь в отпрепарировке поверхностно лежащих валунов, местами в виде валунных полей, также особо крупных, до 3 м и более (в поперечнике), финляндских кристаллических пород, преимущественно гранита раппакиви.

Послеледниковые отложения, как делювиально-аллювиальные, результат заполнения незначительных; бывших озеровидных карстовых впадин и понижений к ним, так и делювиальные на склонах воронок отличаются тонким пылевато-иловатым составом (табл. 5). Элювиальные песчаные образования, как остаточный продукт от размывания атмосферными водами, моренных суглинков в послеледниковое и новейшее время покрывают узколожбинные понижения к временно затопляемым польям (Калитино, Холоповицы, Смольково и др.)

Таблица 4

Механический состав моренных суглинков

№ разреза	Образец	Глубина образца в см	Хрящ >5	Хрящ 5—3	Хрящ 3—2	Хрящ 2—1	Песок 1—0.5	Песок 0.5—0.25	Песок 0.25—0.05	Песчаная пыль 0.05—0.01	Средняя пыль 0.01—0.005	Тонкая пыль 0.005—0.001	Ил < 0.001	Пыль и ил < 0.01
127	Моренный суглинок типа «рихк» .	30	2.69	0.71	1.39	2.77	9.71		15.62	25.28	32.02	7.92	1.67	41.61
191	То же	30	0.74	0.90	1.46	3.03	1.81	7.54	19.47	18.17	37.76	4.79	2.17	44.72
63	Моренный суглинок карбонатный	80	5.33	1.19	1.35	5.29	3.86	5.63	21.18	13.24	20.34	2.31	19.28	41.93
35	То же	65	нет	0.66	1.66	1.22	2.86	5.22	25.36	15.41	30.66	3.60	13.45	47.11
12	На флювио-гляциальных песках .	90	нет	1.29	2.01	3.21	2.50	10.22	23.35	12.68	16.06	5.57	20.85	42.48
14	Под торфянисто-глеевой почвой .	90	1.05	1.03	1.22	4.42	4.06	5.62	16.73	14.08	21.62	6.71	24.60	62.95
14	То же	130	0.76	0.71	1.15	1.84	1.55	6.67	17.19	13.24	20.34	2.31	19.28	41.93

Примечание. Почвенная лаборатория б. Геологического комитета, 1931 г.

Таблица 5

Механический состав послеледниковых отложений

№ разреза	Порода	Глубина в м	Хрящ > 5 мм	Хрящ 5—3	Хрящ 3—2	Хрящ 2—1	Песок 1—0.25	Песок 0.25—0.05	Песчаная пыль 0.05—0.01	Пыль и ил < 0.01
23	Глины сине-серые раскисленные болотистых понижений	0.40	нет	нет	нет	нет	2.80	23.80	31.0	39.64
40		0.30	»	»	»	»	0.40	16.40	41.0	42.20
		0.50	»	»	»	»	18.80	20.60	22.40	38.20
131		0.50	0.74	0.82	1.88	3.04	11.0	11.20	29.80	41.52
47	Делювиальная глина склона воронки . .	0.60	0.41	0.26	0.14	0.12	2.26	20.41	4.98	66.96

Примечание. Лаборатория кафедры почвоведения Ленинградского сельскохозяйственного института, 1927 г.

Подземные воды

Гидрографическая сеть в области силурийского плато не имеет развития. Подземные воды, согласно подразделения по гидрологическим и стратиграфическим признакам (2), относятся к нижним свободным водам — подземным водотокам; верхние свободные воды, верховодка, имеются местами и временами в связи с песчаными отложениями. Накопляющиеся в трещинах (и пустотах) известняков грунтовые воды составляют один водоносный горизонт (Н. Ф. Погребов). Верхняя воздухоносная зона трещиноватых известняков, проводящая атмосферные воды вертикальной циркуляции в водоносный горизонт известняков, является зоной, дренирующей лежащие на известняках наносы и почвы (Крубер, 3).

Колодезные воды в районе углублены в верхнем слое разреза доломитовой толщи, в плотном известняке. Глубина колодезных вод зависит от глубины залегания прослоя мергелистого известняка. Воды относятся к жестким (10.8—15.17° немецких). Жесткость обусловлена двууглекислыми солями извести и магнезии.

Выводы

Геологические условия в районе кегельских доломитов нижнесилурийских известняков, как фактор почвообразования, характеризуются своеобразными особенностями: 1) геологического строения и 2) подземных вод (подземных водотоков, в толще известняков). То и другое обосновывает своеобразие генезиса почвообразования.

1. Карбонатность пород — а) абсолютная (почти) кегельских доломитизированных известняков и б) относительная моренных суглинков, — обусловливает карбонатный генезис почвообразования.

2. Наличие воздухоносной, водопроводящей зоны выше водоносного горизонта обусловливает дренирующий режим почвенно-грунтовых вод, способствующий декарбонизации моренных суглинков и почв.

Те и другие особенности — эндодинамогенные явления — различно относятся к гидротермическим условиям умеренно-холодного, влажного климата — к эктодинамогенным явлениям. Карбонатность пород противодействует климатическому фактору почвообразования. Дренирующий режим подземных вод содействует климатическому фактору почвообразования. В результате воздействий экто-эндодинамогенных явлений, направляющих выветривание пород и почвообразование, получили развитие различные своеобразные почвы.

II. Почвы

Выветривание и почвообразование на карбонатных породах в морфологии

Материнские породы и почвы. Кегельские доломитизированные известняки — доломиты [1] в друммлоидных грядах не закрыты мореной. На незакрытой поверхности доломитов развилась одна и та же типичная перегнойно-карбонатная почва — рендзина. Распространение рендзины при повторяемости гряд довольно значительно.

Моренные суглинки, лежащие на доломитах везде, за исключением друммлоидных гряд, по содержанию известнякового материала и по мощности различны, и почвы развились на них различные.

На суглинках карбонатных типа «рихю» — локальной морене — развились почвы, переходящие в подзолистые — псевдорендзина.[2]

На суглинках карбонатных более мощных развились различно оподзоленные почвы — деградированные псевдорендзины, вторично-подзолистые.[3]

На делювиально-аллювиальных отложениях развились болотные почвы (торфянисто-иловато-глеевые). Делювиальные отложения в воронках и иных впадинах, преимущественно карстового происхождения, несут на себе перегнойно-делювиальные почвенные образования.

Морфогенезис почвенных профилей. Развитие рендзины на кегельских доломитах в морфологии выветривания и почвообразования, представляет структурообразование

[1] В дальнейшем изложении мы условно принимаем термин «доломиты».

[2] «Псевдорендзина» предлагается вместо «рендзинообразная почва». При малой мощности рихха (0.30—0.50 м) псевдорендзина подобна рендзине.

[3] При подстилании моренных суглинков флювио-гляциальными песками и скоплении (временами) в последних верховодки подзолистые почвы характеризуются ортштейнообразованием и признаками глееобразования.

в двух последовательных фазах: 1) структурных отдельностей и 2) структурных аггрегатов.

Структурные отдельности — результат физической дезинтеграции выветривающейся породы (18). При выветривании, в процессе образования трещин, первоначально редких вертикальных (под прямым углом от плоскостей напластования осадочной породы), затем все более частых, в различных направлениях и в виде целой сети, доломит распадается на ореховатые, крупные и более мелкие отдельности («щебень»). В дальнейшем процессе распада отдельностей до микроскопических суспензий, золей различной дисперсности и до молекулярного распыления (20), растворения и выноса извести и магнезии—остается «остаточная глина выщелачивания» породы доломита (19).

Структурные аггрегаты — результат коагуляции коллоидных частиц остаточной глины выщелачивания доломита и почвенного гумуса; по учению акад. К. К. Гедройца (27,28) и по данным А. В. Тюлина (50) это—результат коагуляции коллоидных частиц поглощающего почвенного комплекса, насыщенного кальцием (и магнием) и пылеватых частиц.

В горизонте выветривания с мелкой сетью трещин, поры и пустоты по трещинам заполняются глинистым остатком от разложения карбонатной породы и гумусовым веществом. В дальнейшем процессе разложения породы и накопления глинисто-гумусового вещества структурные отдельности породы (доломита) превращаются в структурные аггрегаты почвы (рендзины), форма которых повторяет размеры бывших пор и пустот.

Морфологию структурообразования, при выветривании и новообразовании на доломите, представляют профили рендзины, на моренном суглинке «рихке» — профили псевдорендзины (в менее типичном выражении).

В графическом изображении, следуя Б. Б. Полынову (42), с применением буквенных символов, развитие рендзины и псевдорендзины представляет следующий профильный ряд (см. схему 1).

Схема 1

Профильный ряд развития рендзин

	I	II	III
I. Доломит, раздробленный в плитные более или менее крупные отдельности	D	D_1	A / D_1
II. Доломит, раздробленный сверху в ореховатые отдельности		D	D
III. Доломит, раздробленный в ореховатые отдельности, сверху вмещенные аггрегатами (A)		D	

Профильный ряд развития псевдорендзин

	I	II	III
I. Моренный суглинок «рихк» (C) на доломите	C	B	A / B
II. Моренный суглинок «рихк», сверху раздробленный на отдельности (B—горизонт выветривания)	D	C	C
III. Моренный суглинок «рихк» с горизонтом выветривания (B) и сверху с аггрегатным горизонтом (A)		D	D

Развитие вторичноподзоленных почв на моренных карбонатных суглинках, более мощных и менее карбонатных, чем «рихк», в морфологии выветривания и почвообразования, в условиях все уменьшающейся карбонатности и выноса коллоидных частиц, представляет явление деградации структурности псевдорендзины.

В графическом изображении развитие вторичноподзоленных почв, в процессе деградации структурности псевдорендзины, представляет следующий профильный ряд (см. схему 2).

Схема 2

	I	II	III	IV
I. Профиль псевдорендзины	A	A_1	A_1	A_1
II. Профиль первой стадии развития элювиального (подзолистого) процесса в аггрегатном горизонте (A_1) и в горизонте выветривания (B_1) и иллювиального процесса (B_{11}) на границе горизонта выветривания и карбонатного суглинка	B	B_1 / B_{11}	A_2B_1 / B_{11}	A_2 / B_{11}
	C	C	C	C
	D	D′	D	D

III. Профиль развития второй стадии элювиального процесса с развитием подзолистого горизонта (A_2) в верхней части горизонта выветривания (B_1) и иллювиального горизонта (B_{11}).

IV. Полный генетический профиль развития элювиального и иллювиального процессов

Примечание. Значок (1)—показатель элювиального, значок (11)—показатель иллювиального процессов.

Профильный ряд деградации псевдорендзин

Морфология почвенных профилей в разрезах почвенного покрова. Основные морфологические признаки почвенных профилей в типичных ландшафтах имеют свои особенности.

Разрез 5 (1931) г.

Рендзина. В друммлоидно-холмистых лесистых ландшафтах (фиг. 6 и 7). Лес смешанный, с преобладанием ели, внизу мох (*Rhytidiadelphus triqueter*.

A — 0 — 15 см, черновато-коричневые, структурные, угловато-зернистые аггрегаты (в 2—3 и 1—2 мм) и редкие известняковые отдельности; вскипает (слабо) с HCl;

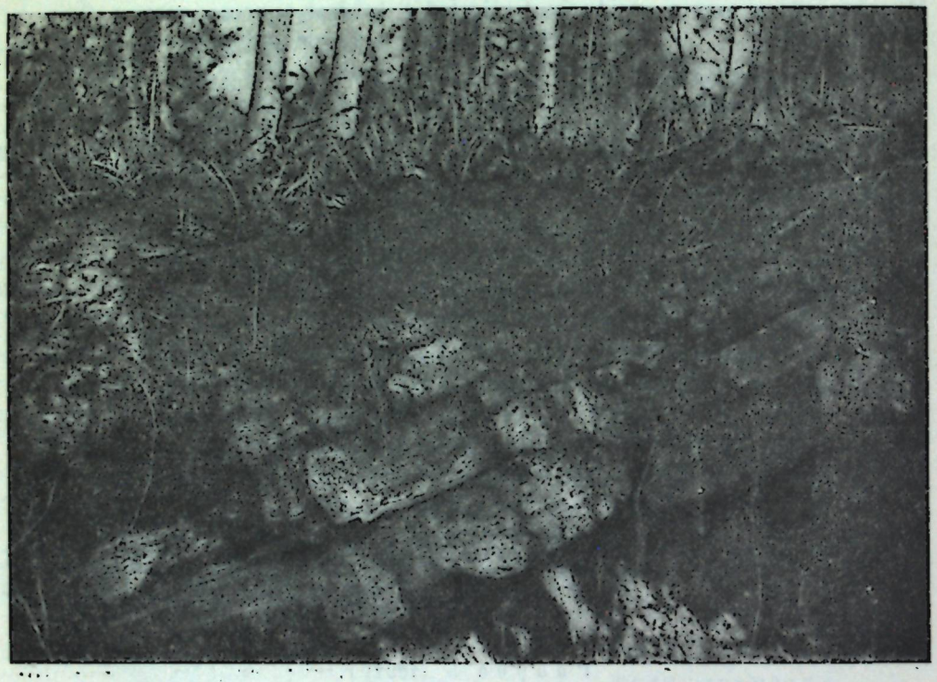
AD_1 15—18 см — темнокоричневые аггрегаты и более частые и более крупные известняковые отдельности — «щебень»;

D от 18 см и глубже — доломит плотный в плитных отдельностях, в промежутках трещин мелкий известняковый щебень; вскипает с HCl.

Разрез 6 (1931 г.)

Псевдорендзина. В холмистых и равнинных лесистых и культурных ландшафтах, в комплексном почвенном покрове.

A_0 0—2 см — лесная подстилка (хвоя, сучья, листья);
A 2—7 см — темнокоричневые, угловато-зернистые структурные аггрегаты (5 и 2—3 мм), кристаллический хрящ, песок;
AB 7—11 см — те же структурные аггрегаты с примесью буро-коричневых ореховатых структурных отдельностей суглинка и мелких плотных — известняка; вскипает слабо с HCl;
BC 11—23 см — бурые ореховатые отдельности и комки светлобурого карбонатного суглинка с щебнем известняка; вскипает с HCl;
C 23—50 см — известково-щебневатый суглинок;
от 50 см — и глубже доломит плотный в плитных отдельностях; вскипает.



Фиг. 6. Рендзина на кегельском доломите под лесным разнотравием (вырубка елового леса). Поверхность друммлоидной гряды.

Разрез 3а (1931 г.)

Слабоподзолистая почва (фиг. 8). В лесистых и культурных ландшафтах, в комплексном почвенном покрове. Волнообразный микрорельеф равнинного плато.

A 0—2 см — еловый лес, внизу мох (Rh. tr.); лесная подстилка;
A_1 2—10 (15) см — серо-коричневые угловато-зернистые аггрегаты (<5 и 2—3 мм), рыхлые, в сухом образце пылят; кристаллические хрящ и песок;
B 10—20 (25) см — буровато-палевые, рыхлые (пылят) и краснобурые ореховатые отдельности суглинка;
B_1 B_{11} 25—30 (35) см — буро-коричневые структурные отдельности в комках, сухие комки крошатся без пыли, но в ядре нередко с белым известковым остатком; хрящ, валуны мелкие, книзу известняковый щебень;
C 30—(35)—60 см — светлобурый суглинок, мелкий известковый щебень, куски известняка; вскипает с HCl;
D от 60 см — доломит плотный в плитах.

Разрез 3 (1931 г.) в 1 м от разреза 3а

Подзолистая почва (фиг. 8). В том же комплексе почвенного покрова, того же ландшафта.

A_0 0—3 см — еловый лес, внизу мох (Rh. tr.); лесная подстилка;



Фиг. 7. Еловый лес на рендзине. Поверхность низкой друммлоидной гряды.



Фиг. 8. Елово-березовый лес на комплексе почв. (Разрезы 3а и 3).

A_1 3—12 см — серые рыхлые аггрегаты в комках; комки рыхлы, пылят; мелкие валуны, хрящ, песок;
12—20 см — буро-серые, палевые плоскоореховатые рыхлые структурные элементы (серые деградированные аггрегаты), пылят;
20—25 см — буро-коричневые ореховатые отдельности, некоторые в ядре с известковым остатком;
B C 25—40 см — темнокоричневые аггрегаты, первичные (продукт выветривания) и вторичные (продукт почвообразования), карманами в светлобуром карбонатном суглинке (который вскипает с HCl);
C 40—65 см — суглинок светлобурый, с известняковым щебнем; кристаллические хрящ, валуны; вскипает с HCl;
D от 65 см — доломит в плитах.

Разрез 12 (1931 г.)

Сильноподзолистая почва. На равнинных и в холмистых лесистых ландшафтах в комплексах почвенного покрова.

A_0 0—2 см — еловый лес, внизу мох Rhytidiadelphus triqueter, лесная подстилка;
A_1 2—6 см — пепельно-серые мелкие аггрегаты чешуйчато-плоской формы, рыхлые, легко распыляются; мелкие валуны, хрящ;
A_2 6—15 см — слабобуровато-серый, пылеватый мелковем, частью в мелких, рыхлых аггрегатах;
A_2B 15—28 см — серобурые ореховатые отдельности;
B 28—40 см — и больше, буро-коричневые отдельности и темнокоричневые аггрегаты (первичные и вторичные), гнездами в светлобуром суглинке с известняковым щебнем, который вскипает с HCl;
C 40—55 (70) см — светлобурый, известково-щебневатый суглинок, вскипает с HCl;
D от 55—70 см — доломит в плитах.

Разрез 48 (1926 г.)

Перегнойно-элювиальная почва. В друммлоидно-холмистых лесных ландшафтах с частыми воронками. В воронке на нижней части склонах, под зарослью папоротника.

0—60 см — темнокоричневый глинистый перегнойный горизонт;
60—95 см — темносеро-сизоватый глинистый, глееватый горизонт;
95—140 см — темнобурый с известковым щебнем; вскипает с HCl.

Разрез 12 (1926 г.)

Подзолистая почва с ортштейнообразованием и признаками глееобразования. В равнинных ландшафтах, при подстилании моренных суглинков флювиогляциальными песками.

A_1 0—14 см — темносерый аггрегатный горизонт;
A_2 14—35 см — бело-серый, бесструктурный, с мелкими ортштейновыми конкрециями;
A_2B 35—50 см — бело-серые языки — карманы в серобуром суглинке;
BG 50—70 см — темнобурый комковатый суглинок, комки на разломе глееваты, с жилками-разводами грязнозеленоватого цвета соединений закиси железа; мелкие валуны, хрящ;
CG 70—98 см — суглинок серобурого цвета; валуны, дресва гнейсовых валунов, редкий известняковый щебень;
от 100 см — мелкозернистый песок.

Разрез 40 (1926 г.)

Иловато-глеевая болотная почва. На границе равнинного друммлоидно-холмистого лесного ландшафта, ряд воронок и травяное болото. Осока пушица: по осоке (местами) пятна сфагнума.

A_0 0—6 см — торф черного цвета;
A 6—20 см — ил черного цвета;
20—35 см — буровато-сизый иловато-глинистый, глеевый горизонт с прослойкой (4—5 см) мелкозернистого песка;
C 35—145 см — сизосерая раскисленная, моренная глина, в ней редкие кристаллические валуны, книзу толщи куски известняка.

Разрез 131 (1926 г.)

Торфянисто-глеевая болотная почва. На окраине торфяникового массива с покровом сфагнума (граница силура и девона), кустарниковое болото. Черника, багульник.

A_0 0—19 см — торф темнобурого цвета;
19—30 см — торфянисто-землистый горизонт грязнобурого цвета;
CG от 30 см — сизосерая раскисленная (моренная) глина.

Особенности морфологии почв на карбонатных породах. Карбонатный генезис обусловливает: 1) характерные морфологические признаки и 2) своеобразную комплексность почвенного покрова.

1. **Рендзина** имеет **сокращенный профиль** из одного гумусового аггрегатного горизонта (A), черноватого цвета в свежем состоянии, темнокоричневого—в сухом (бурого цвета—на склонах друмлоидных гряд), лежащего на выветривающейся карбонатной породе (D_1D).

Псевдорендзина отличается от рендзины **полным профилем**: из гумусового, аггрегатного, буровато-коричневого горизонта (A), ореховато-структурного горизонта выветривания (B), карбонатного моренного суглинка (C) на карбонатной породе (D).

Почвы ряда денудации псевдорендзины — от слабоподзолистой до сильноподзолистой — имеют в профиле буроватый, палевый (желтоватый в свежем состоянии) элювиальный горизонт (B_1, позднее A_2B_1 и A_2), развивающийся из горизонта выветривания (B) карбонатного моренного суглинка, и **темнокоричневый** иллювиальный горизонт (B_{11}), в нижней части горизонта выветривания — карманами, гнездами — на границе с светлобурым карбонатным моренным суглинком (C).

С развитием подзолистого процесса, гумусовый горизонт принимает пепельно-серый цвет, подзолистый горизонт все еще сохраняет буроватый **палевый** оттенок.

Аггрегатная структурность рендзины и псевдорендзины (гориз. A) подобны, но аггрегаты второй грубее, крупнее, чем первой.

Деградация структурности начинается в слабоподзолистой почве рыхлостью, пылеватостью (поверхности) аггрегатов.

Аггрегатная структурность иллювиального горизонта (B_{11}) вторичноподзоленных почв (карманы, гнезда) — продукт выветривания и почвообразования.

2. Ряд различноподзоленных почв, зависящий от той или иной скорости развития подзолистого процесса, генетически обоснованного большей или меньшей исходной карбонатностью моренных суглинков, составляет **комплексный почвенный покров в условиях равнинной поверхности плато.** Примером подобного комплекса являются профили слабоподзолистой (3^a) и подзолистой (3) почв, развившихся на расстоянии 1 м, в одних и тех же условиях **равнинного рельефа.** Иллюстрацией почвенного покрова, составляющегося из комплекса почв — от псевдорендзины до сильноподзолистой почвы, — может служить разрез в обнажении каменоломни к Ю от ст.

Кикерино, передаваемый фотографическим снимком (фиг. 9). На снимке темная кривая полоса иллювиального горизонта (B_{II}) — ее верхняя граница — передает глубину развития элювиального процесса в моренном карбонатном суглинке.

Выветривание и почвообразование на карбонатных породах по данным анализов

Литогенезис почвенных профилей. Кегельские доломитизированные известняки — осадочная карбонатная порода — ха-



Фиг. 9. Комплекс почв (от псевдоренцины — справа — до сильно подзолистой) на карбонатном моренном суглинке. Разрез в каменоломне (к югу от ст. Кикерино).

рактеризуются чистым химическим составом и сильно доломитизированы, это доломиты [$CaMg(CO_3)_2$], близкие к теоретическому составу. По нашим анализам, методом растворения 1% соляной кислотой, содержание нерастворимого остатка менее 1% и не более 2%(в среднем), MgO от 17 до 20%, отношение $CaCO_3$ к $MgCO_3$ (среднее из восьми анализов) 1.47 : 1. То и другое (чистый состав и сильная доломитизация) и обосновало развитие сокращенного профиля рендзины на доломите. Остаточный продукт выщелачивания доломита, захваченный почвообразованием, представляет и горизонт выветривания, и гумусовоаггрегатный горизонт.

Мы не располагаем данными валового химического анализа кегельского доломита, как материнской породы рендзины, валовой химический состав

которой дается ниже (табл. 8). Для примерного суждения об исходном составе приводим валовой химический анализ Олонецкого доломита (14):

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
1.130	0.475	0.134	20.844	29.077	0.029	0.019	0.106

По приведенным данным, отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ равно 6, т. е. >2. Кремнеглиноземные комплексы, входящие как примесь в состав олонецкого доломита, представляют, следовательно, «сиаллитные соединения» (6, 43).

Моренные глины и суглинки, лежащие на кегельских доломитах, более или менее карбонатные, представляют механически измельченный ледником материал изверженных пород Финляндии, гранитов с примесью известкового материала из местных доломитов. Гранит составляется из следующих минералов: щелочной полевой шпат (обыкновенно с примесью известково-натрового), кварц (в большом количестве), один или несколько представителей следующих минералов: биотит, мусковит, лепидолит, роговая обманка, авгит, гиперстен, эгирин и некоторые другие (39).

Валовой химический состав гранита, по Daly (38), следующий:

SiO_2	TiO_2	A_2lO_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
69.92	0.30	14.78	1.62	1.67	0.13	0.97	2.15

Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5
3.28	4.07	0.78	0.24

По приведенным данным, отношение $\frac{SiO^2}{Al_2O_3}$ равняется 4,7. Кремнеглиноземную группу кислой изверженной породы гранита, как видно, представляют сиаллитные соединения, менее кислые, чем кластический материал в составе олонецкого доломита. Как будет видно ниже, остаточный продукт выщелачивания кегельского доломита, в результате и выветривания и почвообразования, представляет кислые соединения.

В новейшей гео-химической литературе V. M. Goldschmidt (30)[1] приводит данные химического состава изверженной породы и кластической породы — норвежских глин (табл. 6).

Таблица 6

Химический состав изверженной породы и норвежских глин

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2
Изверженная порода	59.12	1.05	15.34	3.08	3.80	0.12	3.49	5.08	3.84	3.13	1.15	0.30	—	0.10
Норвежские глины. Зона первичная	59.19	0.79	15.87	3.28	3.64	0.10	3.33	3.19	2.05	3.95	3.01	0.21	0.09	0.60
Зона вторичная	60.62	0.78	15.48	4.35	2.82	0.12	3.02	2.25	2.00	3.83	3.10	0.23	0.05	0.18
Среднее	59.19	0.79	15.82	3.41	3.58	1.11	3.30	3.07	2.05	3.93	3.02	0.22	0.08	0.54

Примечание. Анализы Минералогического института в Осло.

[1] За указание литературы выражаю благодарность Е. Н. Дьяконовой. — *Л. Т.*

Существенное изменение состава изверженной породы в приведенных анализах выразилось в уменьшении двухвалентного железа и в соответственном увеличении, через окисление, трехвалентного, а также в уменьшении кальция и натрия, вынесенных в результате выветривания. Уменьшение кальция значительнее, что объясняется легкою отдачею кальция содержащими Ca силикатами (плагиоклазы и пироксены):

$$CaO — 5.08 \longrightarrow 3.07$$
$$Na_2O — 3.84 \longrightarrow 2.05$$

Химическое выветривание изверженной породы выразилось, следовательно, в некотором изменении состава группы авгита (гиперстена) и в некотором распаде минералов группы полевых шпатов (щелочного и известково-натрового).

V. M. Goldschmidt делает вывод, что при захвате пород ледником происходило, главным образом, механическое измельчение при сравнительно малом химическом выветривании (низкая температура).[1]

На основании данных исследования норвежских глин, возможно у с л о в н о принять, что и моренные глины и суглинки, образовавшиеся из изверженных пород Финляндии — гранитов, близки к ним по составу и что только в результате выветривания в связи с почвообразованием, при гидролитическом действии воды вместе с растворяющим действием воды содержащей CO_2, произошло то резкое изменение состава изверженной породы, которое наблюдается в химическом составе почвенных профилей на моренных глинах и суглинках, приводимых ниже (табл. 7).

Таблица 7

Кикерино			Красногвардейск			Лисино			Валдайская полоса		
	Глубина в см	α		Глубина в см	α		Глубина в см	α		Глубина в см	α
1	5—10	4.0	4	5—10	6.8	6	5—10	7.5	7	5—10	5.7
2	5—10	5.0		20—30	5.5		20—25	7.9		15—20	5.2
	15—20	3.7		45—60	8.1 (?)		30—35	5.9		30—35	4.8
	25—30	3.9		60—65	4.8		40—45	5.0		60—65	5.6
3	5—10	6.7		95—100	4.6		95—100	4.6		120—125	4.9
	15—20	4.3	5	4— 9	5.9				8	5—10	10.3
	25—30	2:3		14—19	5.5					21—27	11.4
				45—50	4.0					37—42	6.0
				95—125	3.9					125—130	5.4

Для большей наглядности изменения состава мы вычислили величины п е т р о г р а ф и ч е с к о г о к о э ф ф и ц и е н т а к и с л о т н о с т и акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (38), как показателя кислого выветривания с накоплением кремнезема.

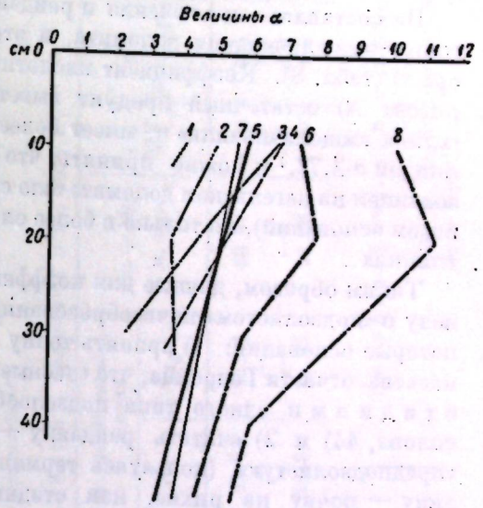
[1] Что не отвечает данным экспериментальных работ O. Tamm (48).

Коэффициент кислотности (α) получается делением числа атомов кислорода, соединенных с кремнием, на число атомов кислорода, соединенных с основаниями.

Приводим несколько величин коэффициента кислотности: 2.9 — для кристаллических пород Финляндии, что отвечает типу кварцевого диорита; 2.72 [1] — для гранитов Финляндии; 1.66 — для Олонецкого края, где породы щелочноземельные (магма диабазовая); 2.38 — для всей Европейской части Союза; наконец, 2.41— для земной коры, по Кларку.

Коэффициент кислотности приводимых ниже почвенных профилей (наших [2] и других авторов) вычислен нами из данных анализов, перечисленных на минеральное бескарбонатное и безводное вещество.

1—2—3) Рендзина, псевдорендзина и слабоподзолистая на моренном карбонатном суглинке.
4—5) Скрытоподзолистая и подзолистая на моренном карбонатном суглинке (Б. Д. Зайцев, 32).
6) Подзолистая на ленточной глине (А. А. Роде, 45).
7—8) Подзолистая на карбонатном моренном суглинке и сильно подзолистая на бескарбонатном моренном суглинке (О. А. Грабовская и А. А. Роде, 31).



Фиг. 10. Коэффициент кислотности почвенных профилей.

Масштаб: в 2.5 см—10 см

Диаграмма на фиг. 10 передает в кривых величины α по профилю почв.

Полученные величины коэффициента кислотности для почвенных профилей, при сравнении с коэффициентом кислотности изверженных пород, достаточно показательны.

Прежде всего, моренные суглинки под почвенными профилями, принимаемые как незатронутые почвообразовательным процессом и — условно — незатронутые химическим выветриванием (по Goldschmidt), являются несколько выветрившимися в сравнении с изверженными породами Финляндии. На глубине около 100 см и более коэффициент кислотности α бескарбонатных моренных суглинков — 5.4, ленточных глин — 4.6; карбонатных

[1] В «Петрографии» Ф. Ю. Левинсона-Лессинга 1925 г. α=4:03.

[2] Наши величины (α) несколько превышены (в десятых) вследствие того, что неопределявшийся остаток не включен в вычисление.

моренных суглинков — 4.6 и 3.9, сильно карбонатных глин (рихк) — 3.9 и 2.3.

В результате выветривания, в связи с почвообразованием, в верхней части почвенных профилей (горизонт А) коэффициент кислотности имеет значительно большие величины даже на карбонатных суглинках: 5.0, 5.9, 6.7 и 6.8; на ленточных глинах 7.5; на бескарбонатных суглинках 10.3 (и 11.4).

Не составляет исключения и рендзина, образовавшаяся из остаточной глины выщелачивания доломита, и это при pH 7.5 — щелочной реакции среды (табл. 8). Коэффициент кислотности рендзины 4.0. В рендзине (горизонт А) остаточный продукт выветривания кегельского доломита — «глина выщелачивания» — имеет более кислый состав, чем граниты Финляндии a-2.72,[1] и можно принять, что выветривание в связи с почвообразованием на кегельском доломите шло с накоплением кремнекислоты (и выносом оснований), но только в более слабой степени, чем на моренных суглинках.

Таким образом, данные для коэффициента кислотности приводят к выводу о «подзолистом» почвообразовании на кегельском доломите и дают некоторые основания: 1) принять точку зрения Штремме (Stremme), Афанасьева, отчасти Гедройца, что «лесные почвы влажных областей являются стадиями одного типа подзолообразования» (по тексту Л. И. Прасолова, 44) и 2) считать рендзину — почву на доломите, как стадию «предподзолистую» (пользуясь термином Б. Б. Полынова), псевдорендзину — почву на рихке, как стадию скрытоподзолистую, деградированную псевдорендзину — почву на моренном карбонатном суглинке, как стадию слабоподзолистую и т. д.: подзолистую, сильноподзолистую — «элювиального ряда» Б. Б. Полынова.

Величины коэффициента кислотности a наглядно выявляют последовательное развитие силикатного выветривания (силикатных и алюмосиликатных минералов), в связи с почвообразованием (в горизонте А, начиная с рендзины, a =4.0, 5.0, 6.7), которое соответствует развитию карбонатного выветривания, как будет видно ниже, в данных содержания и убывания CO_2 щелочноземельных карбонатов (Ca и Mg).

Данные анализов почвенных профилей. Переходя к просмотру анализов (табл. 8—15),[2] характеризующих последовательное развитие стадий подзолистого почвообразования в почвах нашего ряда, приведем еще некоторые показатели, вычисленные по данным валовых анализов (табл. 8, 9, 10 и 11).

[1] Если принять a гранита=4.03 (по изданию «Петрографии» 1925 г.), то тот же состав.

[2] В выполнении валовых анализов автору принадлежит подготовка почв, сплавление с углекислыми щелочами, определение SiO_2, также определение CO_2, гумуса и потери при прокаливании.

Таблица 8

Данные анализов рендзины

Валовой химический анализ (неполный) (разрез 5, 1931 г.)

Буквенные обозначения почвенного профиля	Глубина образца в см	Гигроскопич. вода при 105°	В % от веса сухой почвы								В % от веса сухой, безгумусн. бескарбонатной почвы				Примечание
			SiO_2	Al_2O_3 + P_2O_5	Fe_2O_3	CaO	MgO	Гумус по Кнопу	CO_2	Химич. св. вода	SiO_2	Al_2O_3 + P_2O_5	Fe_2O_3	CaO	MgO	
A	5—10	3.47	61.20	11.66	3.73	4.26	2.38	7.02	3.01	5.14	76.65	14.60	4.67	2.86	1.21	Методом сплавления с углекислыми щелочами (A) Методом растворения в 1% HCl (D_1 и D)
D_1 . . .	25—30	0.10	—	—	—	37.21	14.70	—	45.70	—	—	—	—	—	—	
D	около 2 м	0.09	—	—	—	37.72	17.15	—	46.25	—	—	—	—	—	—	

Аналитики: О. П. Доманова (от Al до Mg включительно) и Л. В. Тихеева (остальные определения).

Поглощенные основания (разрез 53 и 21, 1926 г.)

Буквенные обозначения почвенного профиля	Глубина образца в см	В % от веса сухой почвы		В миллиэквивалентах		Ca + Mg в м.-экв.	$\frac{Ca}{Mg}$	pH (электр.)	Примечание
		Ca	Mg	Ca	Mg				
A (53)	5—10	0.751	0.191	37.50	15.91	53.41	2.36	7.5	Аналитики С. В. Быстров и Л. В. Тихеева
	20—25	—	—	—	—	—	—	7.8	
	30—35	—	—	—	—	—	—	8.3	
A (21)[1]	5—10	0.370	0.124	18.50	10.33	28.83	1.80	7.5	

[1] Рендзина бурого цвета на склоне гряды.

Показатели подзолистого процесса

Ki — по Harrassowitz: $\frac{SiO_2}{Al_2O_3} = 5.25$ (A)

Петрографический коэффициент кислотности

По Ф. Ю. Левинсону-Лессингу: $a = 4.02$ (A)

Таблица 9

Данные анализов псевдоренцины

Валовой химический анализ (неполный) (разрез 6, 1931 г.)

Буквенные обозначен. почвенного профиля	Глубина образца в см	Гигроскоп. вода при 105°	В % от веса сухой почвы								В % от веса сухой, безгумусной бескарбонатной почвы					Примечание
			SiO_2	$Al_2O_3+P_2O_5$	Fe_2O_3	CaO	MgO	Гумус по Кнопу	CO_2	Химич. св. вода	SiO_2	$Al_2O_3+P_2O_5$	Fe_2O_3	CaO	MgO	
A	5—10	1.85	70.28	12.88	2.63	2.33	1.94	5.95	1.93	1.24	80.81	14.68	3.02	1.29	1.23	Аналитики: О. П. Досманова (от Al до Mg включительно) и Л. В. Тихеева (остальные определения).
B	15—20	1.30	54.17	10.43	3.32	7.43	4.54	3.12	5.86	2.34	73.70	14.18	4.51	5.03	2.55	
C	25—30	1.54	45.40	7.92	4.06	12.76	6.48	1.57	13.93	1.59	73.90	12.86	6.61	6.34	0.24	

Поглощенные основания (разрез 140, 1926 г.)

Буквенные обозначения почвенного профиля	Глубина образца в см	В % от веса сухой почвы		В миллиэквивалентах		Ca+Mg в м.-экв.	$\frac{Ca}{Mg}$	pH (электр.)	Примечание
		Ca	Mg	Ca	Mg				
A	5—10	0.320	0.105	16.00	8.75	24.75	1.82	7.1	Аналитики С. В. Быстров и Л. В. Тихеева (pH)
	20—25			не определ.				7.3	
BC	25—30	0.242	0.076	12.10	6.33	18.43	1.91	7.5	

Показатели подзолистого процесса

по Harrassowitz

$$\frac{SiO_2}{Al_2O_3} \quad \begin{matrix} Kl \\ 5.59\ (A) \\ 5.18\ (B) \\ 5.73\ (C) \end{matrix}$$

$$\frac{K}{5.59} = 0.9\ (<1)$$

По Роде

K (коэфф. выветрел.)

7.68 (A)
0.00 (B)

Q (коэфф. усл. подзолистости)

28.59 (A)
0.00 (B)

Петрографический коэффициент кислотности

по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу:

5.0 (A)
3.75 (B)
5.73 (C)

Таблица 10

Данные анализов слабоподзолистой почвы (деградированной псевдоренцины)

Валовой химический анализ (неполный) (разрез 3[а], 1931 г.)

Буквен. обозначен. почвенного профиля	Глубина образца в см	Гигроскоп. вода при 105°	В % от веса сухой почвы								В % от веса безводной, безгумусной бескарбонатной почвы					Примечание
			SiO_2	$Al_2O_3+P_2O_5$	Fe_2O_3	CaO	MgO	Гумус по Кнопу	CO_2	Химич. св. вода	SiO_2	$Al_2O_3+P_2O_5$	Fe_2O_3	CaO	MgO	
A_1	5—10	2.25	71.58	9.13	2.78	1.30	1.17	5.79	0.67	2.76	83.98	10.58	3.26	1.03	1.02	Аналитики: О. П. Досманова (от Al до Mg включительно) и Л. В. Тихеева (остальные определения)
B_1	12—20	1.98	65.63	13.39	3.18	1.21	1.46	2.84	0.40	2.83	77.76	18.81	3.77	1.22	1.52	
$B_{11}C$	25—30	2.04	51.22	18.35	7.18	1.14	2.07	2.03	1.12	5.05	64.65	23.02	9.01	1.77	1.94	
C	40—45	1.42	не определ.					0.81	0.13	2.45	не определ.					

Поглощенные основания (разрез 24, 1926 г.)

Буквенные обозначения почвенного профиля	Глубина образца в см	В % от веса сухой почвы		В миллиэквивалентах		Ca+Mg в м.-экв.	$\frac{Ca}{Mg}$	pH (электр.)	Примечание
		Ca	Mg	Ca	Mg				
A_1	5—12	0.439	0.061	21.95	5.05	27.03	4.32	6.8	Аналитики С. В. Быстров и Л. В. Тихеева (pH)
B_1	15—20	0.222	0.021	11.10	1.75	12.85	6.40	6.5	
$B_{11}C$	30—35	0.357	0.120	17.85	1.05	28.35	17.00	7.1	

Показатели подзолистого процесса

по Harrassowitz

$$\frac{SiO_2}{Al_2O_3} \quad \begin{matrix} Ki \\ 7.93\ (A_1) \\ 4.91\ (B_1) \\ 2.88\ (B_{11}C) \end{matrix}$$

$$\frac{K}{7.93} = 2.7\ (>1)$$

по Роде

K
коэф. выветрелости
23.00 (A_1)
16.00 (B_1)

Q
коэфф. условной подзолистости
46.02 (A_1)
36.22 (B_1)

Петрографический коэффициент кислотности

по Левинсону-Лессингу

$\frac{a}{6.68}$ (A_1)
4.35 (B_1)
2.30 ($B_{11}C$)

Таблица 11

Данные анализов вторично-подзолистой почвы

Некоторые данные химического анализа почв (разрез 3, 1931 г.)

Буквенные обозначения почвенного профиля	Глубина образца в см	Гигроскопическая вода при 105° С	В % от веса сухой почвы				Примечание
			потеря при прокал.	гумус по Кнопу	CO_2	химически связанная вода	
A_1	5—10	2.56	11.58	4.46	0.20	7.12	Аналитик Л. В. Тихеева
A_2	15—20	1.30	6.18	1.70	0.04	4.48	
B_{11}	25—30	2.91	7.03	1.65	0.18	5.38	
BC	40—45	2.42	5.65	0.65	7.03	5.00	
Известняковый валун		0.02	не определ.		44.48	не опред.	

Поглощенные основания (разрез 57, 1926 г.)

Буквенные обозначения почвенного профиля	Глубина образца в см	В % от веса сухой почвы		В миллиэквивалентах		Ca + Mg в м.-экв.	$\frac{Ca}{Mg}$	pH электр.	Примечание
		Ca	Mg	Ca	Mg				
A_1	5—10	0.219	0.054	10.95	4.50	15.45	2.43	5.8	Аналитики: С. В. Быстров и Л. В. Тихеева (pH)
A_2	15—20	0.196	0.045	9.80	3.75	13.55	2.60	6.0	
B_{11}	25—30	0.454	0.109	22.70	9.08	31.78	2.50	6.8	

Коэффициент $ki\left(\frac{SiO_2}{Al_2O_3}\right)$, увеличение которого характеризует развитие подзолообразования, и $K\left(\frac{ki \text{ выветр. породы}}{ki \text{ невыветр. породы}}\right)$, являющийся (при значении > 1 показателем развития того же процесса, для наших данных по Гарассовицу (Harrassowitz, 26) представляют такой ряд:

Стадия почвообразования	*ki*	*K*
Предподзолистая (рендзина)	5.25	
Скрытоподзолистая (псевдорендзина)	5.54 5.18 5.73	0.9 (< 1)
Слабоподзолистая	7.90 4.90 2.80	2.7 (> 1)

Означенные показатели представляют в вычисленных величинах сиаллитные соединения, с развитием подзолистого процесса все более кислые в верхнем горизонте (А) почвенных профилей. В стадии скрытоподзолистой (псевдорендзина) нет существенного выявления коэффициентом *K* подзолистого процесса ($K > 1$); в слабоподзолистой — явный подзолистый процесс в гумусово-аггрегатном горизонте ($K > 1$). Оба показателя подтверждают карбонатный генезис и морфологическое определение данных стадий.

Вычисленные нами коэффициенты *ki* и *K* для почв Красногвардейского района (табл. 7) продолжают наш почвенный ряд (в *ki*):

	ki	*K*
1) Скрытоподзолистая стадия	8.65 6.28	1.37 (> 1)
2) Подзолистая стадия	7.88 5.40	1.46 (> 1)

Приведенные «профили» (в *ki* и *K*) продолжают наш ряд, в первом случае как подзолистая, во втором — как слабоподзолистая стадия.

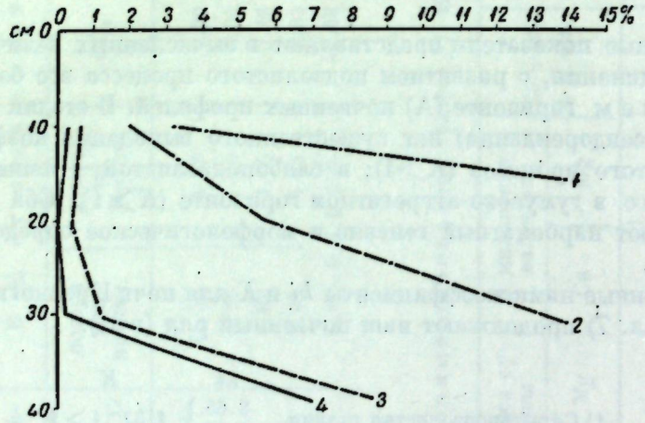
Коэффициенты, предложенные А. А. Роде (47) для выветрелости (*K*) и условной подзолистости (*Q*), в почвах нашего ряда выражают: в скрытоподзолистой стадии — развитие означенных процессов только в верхнем горизонте почвенного профиля (А); в слабоподзолистой то же — на большей глубине:

Стадия почвообразования	*K*	*Q*
Скрытоподзолистая (псевдорендзина)	7.68	28.59
	0.0	0.0
	0.0	0.0
Слабоподзолистая	23.00	46.02
	16.00	36.22
	0.0	0.0

Углекислота карбонатов (CO_2) в полученных данных показательна.

Приводим цифровые величины и ниже диаграмму кривых (фиг. 11).

Глубина в см	Предподзолистая стадия	Скрытоподзолистая стадия	Слабоподзолистая стадия	Подзолистая стадия
	в процентах			
5—10	3.01	1.93	0.67	0.20
12—20	44.03	5.86	0.40	0.04
25—30	45.70	13.93	1.12	0.18
40—45	—	—	9.13	7.03



Фиг. 11. Содержание углекислоты карбонатов

Масштаб: в 2.5 см—10 см

1— рендзина, 2 — псевдорендзина, 3 — слабоподзолистая, 4 — подзолистая

В двух первых стадиях почвообразования, «предподзолистой» и скрытоподзолистой, гумусово-аггрегатный горизонт (А) — карбонатный, при наличии (как было видно выше) кислых «сиаллитных соединений»; горизонт выветривания данного профиля скрытоподзолистой стадии (псевдорендзины) также еще значительно карбонатный (5.86% CO_2). В двух следующих профилях, слабоподзолистой и подзолистой стадий, верхние горизонты — гумусово-аггрегатный и горизонт выветривания — выщелочены от карбонатов, причем при подзолистой стадии имеет место большая выщелоченность и более углубленная, чем в слабоподзолистой. Данные анализов подтверждают морфологическое определение стадий и генетических горизонтов (фиг. 11).

Химически связанная вода, выявляющая гидратацию продуктов выветривания силикатных и алюмосиликатных минералов,

более характерно выражена в слабоподзолистой стадии и еще более в подзолистой.

Передвижение полуторных окислов Al_2O_3 и Fe_2O_3 начинается в скрытоподзолистой стадии (псевдорендзины) — одного железа и в слабоподзолистой — глинозема и железа.

Щелочно-земельные основания (CaO и MgO), параллельно полуторноокислам, вынесены из верхней части профилей слабоподзолистой (из A_1 и B_1) и подзолистой (из A_1, A_2, B_1, в последней по содержанию CO_2).

При сравнении химического минерального состава профилей скрытоподзолистой (псевдорендзина) и слабоподзолистой стадий, представляющих выветривание (в связи с почвообразованием) моренного карбонатного суглинка, становится ясным, что первый профиль на рихке подобен профилю выветривающегося лёсса (29): уменьшается содержание железа и увеличивается кремнезем (горизонт А); второй профиль выражает явный подзолистый процесс: передвигается вниз железо и глинозем, при накоплении кремнезема (горизонты A_1 и B_1).

Для характеристики слабой еще выветрелости первых стадий почвообразования нашего ряда приведены данные определения валовой фосфорной кислоты (P_2O_5)[1] и серной кислоты (SO_3).[2]

Стадия почвообразования	P_2O_5	SO_3
Предподзолистая (рендзина)	0.23%	1.22%
Скрытоподзолистая (псевдорендзина)	0.15	0.81
	0.18	0.65
	0.22	1.01
Слабоподзолистая	0.14	0.56
	0.14	0.38
	0.21	0.37

Фосфорная кислота (P_2O_5) из рендзины совсем не вынесена, ее почти столько же, сколько в изверженной породе, граните (0.24%). С развитием почвообразовательного процесса на моренном карбонатном суглинке верхние горизонты почвенных профилей беднеют содержанием P_2O_5.

Серная кислота (SO_3), в процессе минерализации органического вещества и накопления в гумусовом горизонте, убывает, с развитием подзолистого процесса на моренном суглинке.

Гумус (общее содержание органического углерода, определенное методом Кнопа, с последовательным умножением на коэффициент 1.730) в полученных данных представляет ряд постепенно убывающих цифр: от 7% в предподзолистой стадии (рендзине), гумус которой насыщен и связан в прочные аггрегаты — до 4.5% в подзолистой и 2.5% в сильно

[1] Методом сплавления с углекислыми щелочами и двойным осаждением.

[2] Аналитик О. П. Досманова.

подзолистой.[1] Вниз по профилю убывание постепенное, причем отмечается несогласие убывания с морфологией почвенных профилей, с цветовой характеристикой генетических горизонтов: большее содержание в светлом (п а л е в о м) подзолистом горизонте и меньшее — в темноокрашенном иллювиальном, в котором гумус насыщен Ca и Mg (табл. 11). К сожалению, нет данных ненасыщенности поглощающего почвенного комплекса (поглощенного H).

Р е а к ц и я с р е д ы по данным актуальной кислотности (pH)[2] в гумусовых горизонтах, начиная от щелочной и слабощелочной (pH 7.5) и до сильнокислой (pH 5.2) и очень сильнокислой (pH 4.15),[3] отвечает состоянию и постепенному развитию (на моренных более или менее карбонатных суглинках) подзолистого процесса в почвах нашего ряда. Вниз по профилю почв[4] кислотность уменьшается; в моренном карбонатном суглинке реакция среды слабощелочная или около нейтральной (pH>7.0 или <7.0).

Средние данные из многочисленных определений для гумусовых горизонтов

Почва	pH	Почва	pH
Рендзина	7.4	Подзолистая	5.4
Псевдорендзина	6.5	Сильноподзолистая . .	4.6
Слабоподзолистая . . .	6.0	Подзолисто-глеевая . .	4.7
		Болотная	4.4

П о г л о щ е н н ы е к а т и о н ы Ca и Mg в полученных данных (методом К. К. Гедройца) характеризуют почвы нашего ряда разрезы 1926 г., как почвы, обладающие повышенной поглотительной способностью, особенно рендзины; емкость рендзины, выраженная в Ca, равна 53.41 м.-экв., вдвое бо́льшая, чем псевдорендзины и слабоподзолистой почвы. Емкость поглощающего комплекса иллювиального горизонта слабоподзолистой и подзолистой стадий закономерно больше таковой гумусового горизонта. Поглощенного кальция больше, чем поглощенного магния; в подзолистых стадиях, вниз по профилю, содержание поглощенного магния увеличивается, что отвечает исследованиям А. А. Роде, по которым поглощенный магний резко возрастает с уменьшением размера частиц (46).

[1] Последней, по данным анализов 1926 г.

[2] Обозначение реакций (G. Wiegner) (4):

pH 4.6 — очень сильнокислая, pH 7.0 — нейтральная
5.2 — сильнокислая, 7.3 — слабощелочная
5.8 — кислая, 7.6 — щелочная
6.4 — слабокислая, 7.9 — сильнощелочная.

[3] Последняя величина относится к почвенным профилям 1926 г.

[4] Массовые определения электрометрическим методом pH почвенных профилей района доломитовой зоны (Кикерино) даны в нашей статье (см. Список литературы—49).

Таблица 12.

Механический состав почв

№ разреза	Почва	Глубина образца в см	Размер частиц в мм: Песок: Хрящ > 5	Хрящ 5—3	Хрящ 3—2	Песок 2—1	Песок 1—0.5	Песок 0.5—0.25	Пыль 0.25—0.05	Пыль 0.05—0.01	Пыль 0.01—0.005	Пыль 0.005—0.001	Ил < 0.001	Пыль и ил < 0.01
135	Рендзина	5—10	—	0.13	0.27	1.04	1.30	4.35	25.75	25.38	31.21	2.48	8.10	44.79
27	Псевдорендзина . .	5—10	1.17	0.72	1.09	2.00	2.98	9.63	15.29	26.87	35.13	1.00	2.00	38.13
27	Псевдорендзина . .	20—25	0.74	0.90	1.46	3.03	1.81	7.54	19.47	18.17	37.76	4.79	2.17	44.72
56	Слабоподзолистая .	5—10	0.30	0.23	1.35	1.94	6.94	18.07	26.85	33.83	3.54	4.18	41.15
56	Слабоподзолистая .	15—20	1.71	0.51	1.20	4.22	8.22	16.72	23.22	26.94	7.31	10.76	45.01
56	Слабоподзолистая .	35—40	0.65	0.85	1.33	4.84	7.83	18.87	11.33	24.15	10.31	19.74	54.20
47	Делювиальная в воронке	15—20	0.41	0.26	0.14	0.12	0.15	2.11	20.91	4.98	18.57	8.54	39.85	66.96

Примечание. Метод Сабанина. Лаборатория почвоведения Л. С.-Х. И. Аналитик Л. В. Тихеева. 1928 г.

Механический состав почв

Таблица 13

№ разреза	Почва	Глубина образца в см	Хрящ			Песок				Песчаная пыль	Пыль + ил
			размер частиц в мм								
			> 5	5—3	3—2	2—1	1—0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	< 0.01
37	Слабоподзолистая	0—10	—	—	0.29	0.64	1.63	2.98	8.30	2.14	64.72
		25—30	—	—	—	0.88	1.73	2.23	5.45	23.29	66.42
		37—47	—	—	—	—	2.50	4.40	8.90	8.40	75.80
		75—80	4.26	1.24	0.96	3.48	1.80	2.59	14.64	22.40	48.63
57	Подзолистая	0—10	—	—	0.79	2.47	4.96	1.69	29.27	17.89	42.33
		17—20	—	—	—	6.14	5.16	7.04	24.40	24.64	32.62
		35—40	0.30	—	0.40	1.10	2.65	3.04	8.15	21.20	63.16
		75—80	—	0.89	0.72	2.13	3.97	7.0	17.93	13.02	54.34

Примечание. Метод Сабанина. Лаборатория почвоведения Л. С.-Х. И. Аналитик: Л. В. Тихеева. 1926 г.

Механический состав почв

Таблица 14

№ разреза	Почва	Глубина образца в см	Хрящ			Песок				Песчаная пыль	Пыль + ил
			размер частиц в мм								
			> 5 мм	5—3	3—2	2—1	1—0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	< 0.01
64	Слабоподзолистая	2—10	—	0.25	0.60	1.75	0.40		17.60	35.80	32.60
116	»	2—10	3.16	1.60	1.20	3.88	21.60		27.00	20.00	21.56
118	Подзолистая	6—10	—	1.50	1.71	5.82	15.80		21.60	22.00	31.57
134	»	4—10	1.50	1.20	1.17	3.81	12.40		20.60	25.00	33.32
22	Сильноподзолистая	5—10	—	0.16	0.36	0.60	5.20		22.00	31.40	40.28
35	«	5—10	2.01	0.75	1.26	2.91	14.00		24.60	20.20	34.27
40	Иловато-глеевая	5—10	—	—	—	—	0.40		16.40	41.00	42.20

Примечание. Метод Сабанина. Лаборатория почвоведения Л. С.-Х. И. Аналитик Л. В. Тихеева. 1926 г.

Р е з у л ь т а т ы м е х а н и ч е с к о г о а н а л и з а методом Сабанина характеризуют состав почвы нашего ряда как пылеватый и слабоскелетный (табл. 12, 13, 14).

«Пылеватость» при учитывании не только песчаной пыли (0.05—0.01 мм), но и средней пыли (0.01—0.005 мм) характеризует состав физической глины (<0.01 мм), начиная с рендзины. Преобладание пылеватых частиц над иловатыми (коллоидная часть почвы) в рендзине может иметь объяснение: 1) в прочности аггрегатов, не распадающихся на ультрамеханические элементы без насыщения натрием почвы при подготовке к анализу, а также 2) по учению акад. Гедройца, в меньшей дисперсности коллоидно-раздробленного остаточного продукта выветривания карбонатной породы—«глины выщелачивания», чем конечных продуктов распада минералов (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, (23). «Пылеватость» почв подзолистых стадий на моренных карбонатных суглинках есть результат накопления остаточного продукта выветривания известнякового щебня, а с развитием подзолистого процесса также и результат выноса вниз коллоидных частиц и относительного накопления «пылеватых» в верхних горизонтах почвенных профилей.

А г г р е г а т н а я с т р у к т у р н о с т ь, отвечающая насыщенности коллоидной части поглощающего комплекса (27, 28, 50), показательно выражена в данных фракционирования (на ситах) почв первых трех стадий нашего ряда (горизонт А разрезов 1926 г.) (табл. 15):

Таблица 15

Результаты фракционирования почв первых трех стадий

Почва	В % от веса воздушносухой почвы						
	размеры частиц в мм						
	> 5	5—3	3—2	2—1	1—0.5	0.5—0.25	< 0.25
Предподзолистая стадия (рендзина)	12.10	14.02	35.32	23.14	5.93	5.21	4.42
Скрытоподзолистая стадия (псевдорендзина)	55.50	10.29	15.21	8.00	2.09	3.32	5.22
Слабоподзолистая стадия	62.14	9.00	17.00	7.00	1.80	1.87	1.14

«Предподзолистая» стадия (рендзина) резко выделяется преобладанием фракции в 3—2 мм и 2—1 мм; последняя фракция характеризует чернозем. При сравнении с Тамбовским черноземом (41) рендзина богаче этими фракциями, но беднее более мелкими.

Для характеристики почв нашего ряда, как среды микробиологических процессов, способствующих повышению «плодородия» почв, приводим данные исследования наших почв, произведенного Е. А. Домрачевой.[1]

[1] Е. А. Домрачева. К микробиологической характеристике рендзинных почв Ленинградской губернии, 1927.

I. Потенциальная способность почв фиксировать свободный азот (методом Виноградского).

Средняя прибыль азота, в результате жизнедеятельности азотобактера, в мг на 1 г сухой почвы:

1. Рендзина черная	6.1
2. » темнокоричневая	7.9
3. » бурая	4.6
4. Псевдорендзина	2.1
5. Слабоподзолистая	0.6
6. Подзолистая	0.5
7. » на бескарбонатном суглинке (Детское Село)	0.5

II. Нитрификационная способность тех же почв.

Нитратного азота в мг на 1 г сухой почвы:

1. Рендзина черная	914.2
2. » темнокоричневая	795.8
3. » бурая	784.8
4. Псевдорендзина	736.0
5. Слабоподзолистая	235.6
6. Подзолистая	481.6 (?)
7. » на бескарбонатном суглинке	144.5

Для активной жизнедеятельности азотобактера, как известно, установлена реакция среды не ниже pH 6.8 (Christensen и др.). Рендзина (pH 7.5) выделяется высокой фиксацией азота, которая в псевдорендзине значительно понижена и еще ниже в подзолистых стадиях, независимо — на карбонатных или бескарбонатных суглинках. Активность нитробактерий (*Nitrosomonos* и *Nitrobacter*), высокая в рендзине, также в псевдорендзине, падает в подзолистых стадиях и более значительно в почвах на бескарбонатных суглинках.

Выводы

Все изложенное о почвах, при учитывании специфичности литогенезиса, выражающейся: 1) в карбонатности материнских пород, обусловливающей своеобразие почвообразования, и 2) в исключительных условиях дренажа известняковой толщей моренных суглинков, способствующего интенсивности разложения и выноса из последних щелочно-земельных карбонатов, позволяет притти к следующим выводам.

1. Почвообразование: 1) на кегельских доломитах и 2) на моренных карбонатных суглинках, начавшееся в позднеледниковое время одновременно, проходило первоначально приблизительно единообразно: при щелочной и не ниже нейтральной реакции среды, с насыщенной коллоидной частью поглощающего (почвенного) комплекса, по типу «предподзолистой» стадии, рендзины (и псевдорендзины). Различие же, обоснованное литогенезисом, в дальнейшем развитии почвообразования, состояло в следующем:

а) На доломитах щелочная (и не ниже нейтральной) реакция среды в почвах являлась устойчивой: с растворением щелочноземельных карбонатов под действием атмосферных вод и выносом их в виде двууглекислых солей кальция и магния происходило и капиллярное поднятие этих же солей (А. Ф. Лебедев, 36) из карбонатного горизонта выветривания, лежащего на твердой поверхности толщи доломита.

Эти условия генезиса имеются и до настоящего времени и «предподзолистая» стадия рендзины на доломите остается «устойчивой» (const) и единообразной.[1]

б) На моренных карбонатных суглинках, с развитием растворения включенных в них карбонатов и выноса двууглекислых кальция и магния, капиллярное поднятие растворенных солей из бескарбонатного (или слабо карбонатного) горизонта выветривания все более ослабевало, щелочная, и позднее нейтральная, реакция сменялась кислой, и «предподзолистая» стадия могла быть лишь первоначальной, временной. Исключение составляет псевдорендзина на рихке малой мощности (не более 0.5 м), на близкой твердой поверхности толщи доломита, т. е. в условиях генезиса, подобных условиям рендзины, «предподзолистая» стадия которой остается относительно устойчивой.

2. Развитие стадий подзолообразования на моренных суглинках с различным содержанием карбонатов кальция и магния, в процессе деградации псевдорендзины, происходило с различной скоростью, с образованием в итоге комплексов стадий, начиная от скрытоподзолистой (и предподзолистой), псевдорендзины до сильноподзолистой включительно.

3. Наблюденный ряд стадий почвообразования генетически укладывается в следующую схему гео-почвенной группировки, на основе элювиального (и болотного) ряда генетической классификации Б. Б. Полынова (см. стр. 306).

Почвы элювиального ряда на карбонатных породах своеобразны.

Рендзина на доломитах, в условиях зоны средней тайги (52), умеренно-холодного, влажного климата — почва лесная не луговая, дерновая и не степная.

Это перегнойно-карбонатный тип, рендзинный подтип, «предподзолистая» стадия, относительно устойчивая.

Псевдорендзина на рихке и близких доломитах — скрытоподзолистая стадия (может быть и «предподзолистая»), подтип перегнойно-карбонатного типа.

Стадии почв, развившиеся в процессе деградации псевдорендзины, укладываются в ряд подзолистого типа, но как вторичный подтип.

4. Дробление почв перегнойно-карбонатного типа на две группы (два подтипа): «устойчивых» рендзин и переходящих в подзолистые псевдорендзин — имеет свои корни. В 1906 г. А. Ф. Лебедевым (36) генетически и аналитически обоснованы и выделены: 1) перегнойно-карбонатная почва типичная и 2) переходящая в подзолистую, на меловом мергеле с различным

[1] У Б. Б. Полынова: «В процессе выветривания известняков его продукты все время обрабатываются растворами кальциевых и иногда еще магниевых солей, что заставляет поглощающий кремнеглиноземный комплекс остаточного материала насыщаться этими основаниями и принять достаточно устойчивую форму».

Схема гео-почвенной группировки на основе элювиального ряда (и болотного) генетической классификации В. Б. Полынова

(Почвообразование в условиях влажного умеренно-холодного климата зоны средней тайги)

Порода	Реакция среды выветривания и почвообразования	Почвообразовательный процесс: тип	Почвообразовательный процесс: подтип	Почвообразовательный процесс: стадия	Почва
I. Элювиальный ряд					
Карбонатная осадочная — доломит	Щелочная и слабощелочная	Перегнойно-карбонатный	Рендзинный, относительно устойчивый	Предподзолистая (черноземовидная)	Рендзина
II					
Карбонатный моренный суглинок а) типа рих—локальная морена	Слабощелочная и нейтральная	Подзолистый	Псевдорендзинный, переходящий в подзолистый	(М. б. предподзолистая скрытоподзолистая (буроземовидная)	Псевдорендзина
б) более или менее карбонатный	Слабокислая (и сильнокислая)		Вторичный подзолистый	Слабоподзолистая	Деградированная псевдорендзина и вторично-подзолистая (слабо, средне и сильно)
в) перекрытый делювием (в воронках)			а) делювиально-глеевато-подзолистый (при боковом движении почвенных вод к воронкам)	Подзолистая	
				Сильноподзолистая	Перегнойно-делювиальная
				Скрыто-слабоподзолистая	
II. Болотный ряд					
г) перекрытый делювиально-аллювиальными отложениями	Сильнокислая	Болотный	б) подзолисто-глеевато-болотный (вблизи болот)	Слабо и сильно подзолистая	Подзолисто-глеевая
			—	—	Иловато-глеевая
					Торфянисто-глеевая

содержанием карбонатов (Ca и Mg)[1]. (Рендзины и полурендзины Сибирцева и Глинки).

В новейшей литературе, в генетической классификации A. A. de Sigmond (34) даются: а) рендзины и б) деградированные рендзины кальциевой группы почв (с основным представителем — черноземом):

Группы	Подгруппы	Роды	Типы	Подтипы
Органо-минеральные почвы	Гумусно-сиаллитные почвы	Водородные почвы. Кальциевые почвы	Деградированные кальциевые почвы. Рендзины	Деградированные рендзины. А. — на карбонатных породах: 1. мергеле 2. известняке 3. мраморе 4. доломите. Б. — на сульфатных породах: 1. гипсе

В нашей гео-почвенной группировке в основу кладутся: породы—литогенезис и реакция среды выветривания породы в связи с почвообразованием, обоснованная химическим составом пород: а) карбонатной осадочной — доломита и б) кластической — моренных суглинков, более или менее обогащенных карбонатами доломитов.

5. В отношении плодородия, главного агрономического свойства почв, почвы наблюденного ряда стадий представляют две резко различные группы (указания в морфологии, анализах и микробиологическом исследовании): перегнойно-карбонатного типа и вторичноподзолистые. Почвы первой группы могут быть отнесены к почвам, не нуждающимся в приемах повышения плодородия. Почвы второй группы нуждаются в мелиорации для их реградации. Карбонатный генезис рендзины (и аггрегатная структурность, как морфологическое выражение его) является показателем приемов мелиорации [внесение извести и коллоидов].

6. Карбонатный генезис почвообразования [и гидрологические особенности известняковой толщи силурийского плато] обосновывает выделение в Ленинградской области зоны средней тайги, особых гео-ботанических почвенных районов с распространением широколиственных пород (52) и «лучших» почв (42) и вместе с тем — районов более сухого земледелия.

[1] Работа была выполнена, как отмечает автор, по предложению Глинки К. Д., в лаборатории почвоведения Ново-Александрийского ин-та сельского хозяйства и лесоводства.

L. V. TICHEEVA

SOME NOTES ON THE GENESIS AND EVOLUTION OF THE FOREST SOILS OF LENINGRAD DISTRICT

Summary

The present paper — Geological conditions and the soils in the region of the dolomite zone of the Lower Silurian limestones (Silurian plateau) — constitutes the first part of a thematical work of the Soil Institute of the Academy of Sciences of the USSR — «On the question of the genesis and evolution of forest soils on calcareous rocks in the Leningrad region».

The work is based on: (1) the results of a soil-geologic survey of the region of Kikerino, accomplished in 1926 by the author under the direction of prof. K. D. Glinka, on behalf of the Geologic Committee, and (2) a special investigation of the soils of the same region entrusted to the author by the Soil Institute and accomplished under the direction of L. I. Prasolov.

The present paper is composed of two parts: I: Geologic conditions, II. Soils.

I. The geologic conditions in the region of the Kegel dolomites of the Lower-Silurian limestones, as a factor of soil-formation are characterised by the following peculiarities: (1) in the geological structure, and (2) in the underground drainage (ground waters in the mass of limestones). Both conditions account for the peculiarities of the genesis of soils.

1. The Kegel dolomited limestones are nearly wholly calcareous, whereas moraine-loams are but relatively so.

2. The presence of an air-bearing, water-permeable zone above the water-bearing horizon creates a draining regime of soil-ground waters, stimulating the decarbonisation of moraine-loams and soils.

Both peculiarities are andodynamogeneous phenomena and stand in a different relation to the hydrothermic conditions of the temperate-cold-humid climate — to the ectodynamogeneous phenomena. The calcareous parent rock counteracts the climatic factor of soil-formation. The draining regime of the underground waters stimulates the climatic factor of soil-formation. The result of the interaction of ectoendodynamogeneous phenomena, which direct the weathering of the rocks (and of the minerals that form them), as well as soil-formation, was the development of characteristic soils.

II. The second part — Soils — has two parts: A — Weathering and soil-formation—in lhe morphology of soils; B — Weathering and soil-formation on calcareous rocks — according to analyses.

In the chapter «Morpho-Genesis of soil profiles» (part I), weathering and soil-formation on calcareus rocks is considered as a phenomenon of structure-formation, which is developing in two successive phases: 1) Strucrural debris — the result of physical desintegration of the rock, and 2) structural aggregates — the result of coagulation of colloidal particles of the residual clay from the decomposition of the calcareous rock, and of the soil humus — from the absorbing complex, saturated with calcium and magnesium. The development of the podzol formation process on calcareous rocks is morphologically exhibited in the degradation of the aggregate formation.

In the chapter «Litogenesis of the soil profiles» (part II), weathering and soil-formation are considered from the viewpoint of the geo-chemical characteristics of soil profiles, made by means of the F. J. Löwinson-Lessing petrographical method of the coefficient of acidity a : on confronting the results with the initial chemical composition of the eruptive rock and its derivate — the clastic rock. Moreover exponents of the development of the podzol process are given according to Harrassowitz (ki and K) and to Rode (K and Q).

The geo-chemical characteristics of the soil profiles gives ground to (1) accept the point of view L. I. Prasolov, Stremme, Afanasiev and others, that «forest soils of humid regions are stages of one and the same process of podzol-formation», and (2) to consider the rendzina — soil on dolomite—as the «pre-podzol» stage (using the term of B. B. Polynov); the pseudo-rendzina — soil on richke — as a concealed podzolised stage, etc.

All the above cited observations on soils permit to make the following conclusions:

1. Soil-formation (1) on Kegel dolomites and (2) on the calcareous moraine loams, which has started in Post-glacial time, simultaneously progressed at first nearly alike in conditions of an alkaline and not lower than a neutral reaction of the medium, and a saturated colloidal part of the absorbing (soil) complex, according to the type of the «pre-podzol» stage — the rendzina (and pseudo-rendzina). But the difference, depending on litogenesis, in the further evelopment of soil-formation, was as follows:

a) On the dolomites the alkaline (and not lower than neutral) reaction of the medium in soils was stable: together with the solution of alkaline-earth carbonates under the influence of atmospheric water and their removal in the form of bicarbonates of calcium and magnesium, there exists also a capillary rise (A. F. Lebedev, 16) from the carbonatic horizon of weathering, which is lying on the solid surface of the dolomite. These conditions of the genesis exist still, and the «pre-podzol» stage of the rendzina on dolomite remains constant and uniform.[1]

b) On moraine carbonatic loams, with the development of the solution of carbonates included therein, and the removal of the bicarbonates of calcium and magnesium, the capillary rise of the dissolved salts from the non-or slightly carbonatic horizon of weathering, becomes more and more feeble, the alkaline, and later the neutral reaction are replaced by the acid one and the «pre-podzol» stage could be only initial, temporary. The only exception is the pseudorendzina on richke of a small thickness (not more than 0.5 m) on an adjacent solid surface of the dolomite layer, i. e., in conditions very

[1] B. B. Polynov: «In the process of weathering of limestones its products are continually treated with solutions of calcium, and sometimes with magnesium salts, which saturate the absorbing alumino-silicic complex of the residual material with these bases and give them a sufficiently constant form».

Soil-formation in conditions of a humid, temperate-cold climate of the zone of middle taiga

	Rock	Reaction of the medium of weathering and of soil-formation	Type of the process of soil-formation	Subtype of the process of soil-formation	Stage of the process of soil-formation	Soil
I. Eluvial series	I Calcareous residual dolomite	Alkaline and slightly alkaline	Humus-carbonatic	Rendzinic relatively stable	«Pre-podzolic (chernozem-like)	Rendzina
	II Carbonatic moraine loam a) of the richke type - local moraine.	Slightly alkaline and neutral	»	Pseudorendzinic, transitional to podzolic	(May be pre-podzolic) concealed podzolic (chernozem-like).	Pseudorendzina
	b) more or less carbonatic	Slightly acid (and strongly acid)	Podzolic	Secondary podzolic	Slightly podzolic, podzolic	Degraded pseudorendzina and secondary podzolic (slightly, moderately, and strongly)
	c) recovered by deluvium (in funnels)			a) deluvial-gleyey (with a lateral movement of the soil waters towards the funnels)	Strongly podzolic Concealed-slightly podzolic	Humus — deluvial
				b) podzolic gleyey (near bogs)	Slightly and podzolic	Podzolic-gleyey
II. Bog series	d) recovered by deluvial-alluvial deposits	Strongly acid	Bog	—	—	Silt-gley Peaty-gley

much like those of the rendzina, — «pre-podzol» (concealed podzol) whose stage remains relatively constant.

2. The development of the stages of podzol-formation on moraine loams with different contents of calcium and magnesium carbonates in the process of degradation of the pseudorendzina, progressed with different rates, forming finally—complexes of stages, beginning with a concealed-podzolic (and pre-podzolic) pseudorendzina, and up to a strongly podzolic soil.

3. The observed series of stages of soil-formation may be genetically arranged in the following scheme of geo-soil groups, on the ground of the eluvial (and bog) series of the genetic classification by B. B. Polynov (table 16):

The soils of the eluvial series on calcareous rocks are rather peculiar.

Rendzina on dolomits, in conditions of the middle taiga (32) of the temperate-cold humid climate — is neither a «meadow» sod, nor a steppe soil, but a forest soil. This is a humus-carbonatic type, rendzina sub-type, «an pre-podzolic» stage, relatively stable.

Pseudorendzina on richke underlain on a small depth by dolomites, is a concealed podzolic stage (may be «pre-podzolic»), a sub-type of the humus-carbonatic type.

The stages of soils, developed in the process of degradation of pseudorendzina, may be entered into the series of the podzolic type, but as a secondary subtype.

4. The subdivision of the soils of the humus-carbonatic type into two groups (two subtypes) — (1) the stable rendsinas and (2) the pseudorendzinas transitional to podzolic soils — has its history. As early as in 1906 A. F. Lebedev (16) genetically and analytically established and distinguished (1) humus-carbonatic soil, typical, and (2) a transitional to a podzolic soils, on Cretaceous marl with a different contents of carbonates (Ca and Mg[1] (Rendzinas and semirendzinas of Sibirsev and Glinka).

In the recent literature, in his genetical classification A. A. de Sigmond (14) distinguishes: a) rendzinas and b) degraded rendzinas of the calcium group of soils (chernozem is the main soil of this group.)

Group	Sub-group	Genus	Type	Subtype
Organo - mineral soils	Humus-sialite soils	Hydrogen soils	Degraded calcium soils	Degraded rendzinas
		Calcium soils	Rendzinas	A—on calcareous rocks: 1—marl 2—limestone 3—marble 4—dolomite
				B—on sulphatic rocks; 1—gypsum

The present geo-soil grouping, which is here suggested, is based on:

(1) the rocks — lithogenesis — and (2) the reaction of the medium of weathering of the rock in connection with soil-formation, dependent on

[1] The work was accomplished, as above mentioned, on the initiative of K. D. Glinka, in the Soil laboratory of the Novo-Alexandria Agricultural Institute.

the chemical composition of the rock: a) corbonatic-sedimentary — the dolomite and b) clastic—the moraine loams, more or less rich in carbonates of the dolomite.

5. As to «fertility», the chief agronomical property of soils, the soils of the investigated series of soil stages present two distinctly different groups (indications in the morphology, the analyses and the microbiologic investigations): (1) humus-carbonatic type and (2) secondary podzolic. The soils of the first group may be referred to soils which do not require any fertilisation. The soils of the second group require melioration with the purpose of their regradation.

The carbonatic genesis of the rendzina (and the aggregate structure, as the morphological expression of the latter) indicate the means of melioration (liming and the introduction of colloids).

6. The carbonatic genesis of soils (and the hydrologic peculiarities of the limestones of the Silurian plateau) is the cause for establising in the Leningrad region of a zone of «middle taiga of special geo-botanical and soil regions with the developments of broad-leaved treegrowth (52), and «best» soils (42); and thereby of regions of a drier agriculture.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бак И. Геогностическое описание нижнесилурийской и девонской систем С.-Петербургской губернии. «Матер. по геологии России», т. I, 1868.
2. Жирмунский А. М. и Козырев А. А. О классификации подземных вод. Геолог. ком. «Матер. по общей и прикладной геологии». Вып. 18, 1928.
3. Крубер А. А. Карстовая область южного Крыма. Приложение к I и II кн. «Землеведения» за 1915.
4. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Труды Глави. Геол.-развед. управл. ВСНХ СССР, 1931.
5. Марков К. К. и Порецкий В. С. Послеледниковая история окрестностей Ленинграда. «Природа», № 5—6, изд. Академии Наук СССР, 1933.
6. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1925/26 г. Геологич. комитет. «Работы по составлению детальной геологической карты окрестностей г. Ленинграда», 1927.
   Янишевский М. Э. Отчет о произведенном исследовании планшета 11—53 (Гостилицы).
   Асаткин Б. П. Отчет о произведенной работе геологической съемки планшета 1—53 (Дятлицы-Жабино).
   Л—ткевич Е. М. Отчет о произведенной геологической съемке планшета 2—53.
   Глинка К. Д. вместе с Тихеевой Л. В. и Нецветайленко В. А. Отчет об исследовании двух планшетов одноверстной карты в Кикеринском и Суйденском районах.
   А. В. Фасс. Отчет о произведенной геологической съемке Кипенского (1—54) и Елизаветинского (3—54) планшетов.
7. Погребов Н. Ф. О результатах гидрогеологических исследований, произведенных с целью выяснения вопроса о возможности снабжения г. С.-Петербурга так называемой ключевой водой. 1913.
8. Погребов Н. Ф. и Шильников Д. А. Отчет о разведках Изварского месторождения доломита в Ленинградской губернии. «Изв. Геол. комитета», № 5, 1929.

9. Свитальский Н. И. О доломитах Ленинградской губернии. «Вестник Геологич. комитета», № 1, 1925.
10. Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Научно-мелиорационный институт. 1926.
11. Янишевский М. Э. Окрестности Петергофа. Первый всероссийский геологический съезд. «Путеводитель геологических экскурсий». 1922.
12. Шмидт Ф. Предварительный отчет о геологическом исследовании по линии узкоколейной жел. дороги от Ревеля до Феличина.
13. Doss Br. Über das Vorkommen von Drummlins in Livland. 1896.
14. Hausen H. Über die Entwickelung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quarterzeit. 1913.
15. Keilhack K. Die Drummlinlandschaft in Norddeutschland. 1896.
16. Schmidt F. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Mem. Ac. Sc. St. Petersburg, Bd. XXX, № 1, 1881.
17. Schmidt F. On the Silurian Strata of the Baltic Provinces of Russia. Quarterly Journ. Biol. Soc. 1882.
18. Schmidt F. Excursion durch Estland. Guide des excursions du Congrès géologique intern. 1887.
19. Schmidt F. Untersuchungen über die Erscheinungen der Glacialformation in Estland und auf Insel Oesel. 1893.
20. Schmidt F. Kurze Übersicht der Geologie der Umgebung von St. Petersburg. (Guide des excurs. du VII Congrès Intern. XXXIV, 1897.)
21. Антипов-Каратаев И. Н. и Прасолов Л. И. Почвы Крымского государственного лесного заповедника и прилегающих местностей. Под редакцией Л. И. Прасолова. Труды Почвенного института Академии Наук, т. VII, 1933.
22. Антипов-Каратаев И. Н., Антонова М. А. и Иллювиев В. И., под редакцией Прасолова Л. И. Почвы Никитского сада, 1929.
23. Вернадский В. И. Очерки геохимии. 1927.
24. Wiegner G. und Gessner H. Die Bedeutung der pH Bestimmung in der Bodenkunde. 1926.
25. Wiegner G. Neuere Bodenuntersuchungen in der Schweiz. 1927.
26. Harrassowitz H. Laterit. Berlin. 1926.
27. Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс и почвенные поглощенные катионы, как основа генетической классификации. Носовская с.-х. опытная станция, вып. 38/80. 1927.
28. Гедройц К. К. К вопросу о почвенной структуре и сельскохозяйственном ее значении. «Изв. Госуд. ин-та оп. агрономии», т. IV, № 3, 1926.
29. Глинка К. Д. «Почвоведение», 1931.
30. Goldschmidt V. M. Petrographie und Geochemie. Grundlage der quantitativen Geochemie. Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. B. XVIII, 2 T., 1933.
31. Грабовская О. А. и Роде А. А. Почвы центральной части Валдайской возвышенности. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, т. X, вып. 1, 1934.
32. Зайцев Б. Д. Лесные почвы Красногвардейского учлеспромхоза, сформированные на моренных наносах, содержащих карбонаты. Труды Лесотехнической академии, вып. 1, 1931.
33. Земятченский П. А. Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, т. VIII, вып. 1, 1933.
34. De-Sigmond A. A. Principles and scheme of a general soil system. Soil Research, № 3, 1933.

35. Ковда В. А. К географии подзолистой стадии почвообразования. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, т. X, вып. 2, 1934.
36. Лебедев А. Ф. Перегнойно-карбонатные почвы и переход их в подзолы. «Журн. Опытн. агрономии», 1906.
37. Лебедев А. Ф. О движении солей в почвах, имеющих влажность различных категорий. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, вып. 3—4, 1930.
38. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О химическом составе петрографических провинций России, 1922.
39. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, 1925.
40. Наумов В. Химия коллоидов, 1926.
41. Панков А. М. Опыт исследования почвенного комплекса в области мощного чернозема. Почвы Тамбовской с.-х. оп. станции. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, вып. 3—4, 1930.
42. Полынов Б. Б. Генетический анализ морфологии почвенного профиля. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, вып. 3—4, 1930.
43. Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. I, изд. Академии Наук СССР, 1934.
44. Прасолов Л. И. Почвенные области Европейской России, 1922.
45. Роде А. А. Материалы к изучению почвенного покрова Лисинского учебного леспромхоза. Сборн. «Природа и хозяйство учебных лесопромхозов Лесотехнической академии», вып. III, 1931.
46. Роде А. А. Опыт изучения механического состава нескольких почв подзолистой зоны. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, вып. 6, 1932.
47. Роде А. А. О химическом составе механических фракций нескольких почв подзолистого и подзолисто-болотного типов. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, т. VIII, вып. 3, 1933.
48. Tamm O. Experimentelle Studien über die Verwitterung und Tonbildung von Feldspäten. Chemie der Erde. Jena. Band IV, 1930.
49. Тихеева Л. В. О рендзинных и подзолистых почвах в области силурийского плато. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, вып. 6, 1932.
50. Тюлин А. В. Вопросы почвенной структуры. I. Зависимость прочности почвенной структуры от почвенного поглощающего комплекса и количества пылеватых частиц в почве. Пермь, 1927.
51. Тюлин А. В. Вопросы почвенной структуры. II. Аггрегатный анализ, как подсобный метод для оценки реальной структурности почв. Пермь, 1928.
52. Тюрин И. В. Курс почвоведения, 1933.
53. Цинзерлинг Ю. Д. Геоботаническое районирование Ленинградской области и Карельской АССР и дальнейшие задачи изучения их растительного покрова. Изд. Академии Наук СССР, 1931. Содоклад к докладу акад. Б. А. Келлер. Овладение землей в условиях Ленинградской области.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, т. XII

О. Н. МИХАЙЛОВСКАЯ

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ВЫСОКОГОРНЫХ ПОЧВ

Введение

Почвы, развитые в верхней зоне горных областей, представляют не только большой теоретический, но и значительный хозяйственный интерес. Вопреки сохраняющемуся еще до настоящего времени мнению об однородности высокогорных почв, в действительности эта группа почв представляет собой большое разнообразие: среди них выделяют не только разности почв, но подтипы и различные типы высокогорных почв. Как увидим ниже, на одной и той же высоте над уровнем моря, можно встретить самые разнообразные почвенные образования, начиная от кислых альпийских и субальпийских почв до яснощелочных сероземов и даже солончаков.

Такое разнообразие обусловливается несколькими причинами, главнейшими из которых надо признать местоположение данной горной группы на континенте, особенности самого континента и положение его на географической сетке. Не менее существенную роль играют высота над уровнем океана и конфигурация горной группы, история развития рельефа, воздействие человека, современная эрозия.

Два последние момента в значительной мере обусловливают проявление различных стадий почвообразования в пределах одного типа. То же значение имеют материнские породы и растительность, которые при прочих равных условиях предопределяют скорость почвообразовательных процессов (относительный возраст почв).

Проведенные автором, по заданию Б. Б. Полынова, исследования в Крыму (18), Монголии (19) и на Кавказе (20), а также имеющиеся в литературе данные позволили собрать довольно обширный материал по генезису высокогорных почв. Он позволяет более определенно судить о генезисе их и наметить схему генетической группировки высокогорных почв.

В силу ограниченности размера, настоящая работа страдает неполнотой и является лишь частью материалов, собранных автором при составлении монографической сводки о высокогорных почвах.

Разнообразие географической среды, без сомнения, обусловливает также и разнообразие генезиса упомянутых почв; поэтому мы разрешили себе, перед тем как перейти к намечающейся общей схеме классификации

высокогорных почв, остановиться в самых кратких чертах на описании местоположения отдельных разностей высокогорных почв для каждой горной группы в отдельности, с попутной краткой генетической характеристикой их.

I. Высокогорные почвы влажных областей тропических и субтропических широт

1. Вертикальная смена почв при наличии гор проявляется на всех географических широтах; однако, следует со всей определенностью подчеркнуть своеобразие комбинации почв в вертикальных рядах и форм проявления этой закономерности для различных климатических областей. Это своеобразие должно проявляться, понятно, и в условиях субтропического и тропического влажного климата.

Некоторые указания на характер почв верхней зоны гор имеются для островов Формозы, Японии, Явы и Суматры (21, 28), но, насколько нам известно, специальных исследований высокогорных почв в этих областях не проводилось.

Априорно можно предполагать, что в условиях влажного и теплого климата широкое развитие должны получить почвы, свойственные лесным областям, формирующиеся при усиленном воздействии H—иона, следовательно, в различной степени кислые почвы. Леса в этих географических областях поднимаются высоко по склонам гор, соответственно, конечно, с высоко поднятой здесь границей вечного снега (4300 м). Имеющиеся данные это подтверждают.

Мы приводим ниже сведения о вертикальной зональности о-ва Явы, сообщение M. W. Senstius (28). Senstius указывает следующее чередование почв и ландшафтов:

0—200 м — экваториальные тропические низины, температура 25°;

200—1000 м — тропические предгория, средняя температура 20°;

1000—1800 м — тропическая горная зона леса, температура 15°;

выше 1800 м—тропическая высокогорная зона, средняя температура 10° С; низкие открытые леса с моховым покровом; почвы окрашены светлее; гумуса накопляется больше;

3400 м—средняя температура 5°, область, почти лишенная растительности;

4300 м — снеговая линия, средняя температура 0°.

Аналитические данные, опубликованные Сенстиусом для почвы верхней границы леса, взятой с горы Lawou на о-ве Ява, с высоты 2800 м, приводятся в конце работы в сводных таблицах (табл. 1 и 2).

2. В пределах СССР в горах, окаймляющих южную часть Черноморского побережья Закавказья, которую в климатическом отношении можно тоже отнести к субтропическим районам, на вершине Аджарского хребта агрономом-почвоведом Калининым (15) описаны горно-луговые гумусные почвы с красноцветными, по мнению автора, латеритообразными горизонтами. Анализы в его работе, к сожалению, не приводятся, и возможно, правильно высказанное предположение автора о наличии признаков

латеритообразования в высокогорных почвах Аджарского хребта требует еще дополнительных исследований. Поскольку мы коснулись сейчас этого вопроса, надо сказать, что валовые анализы в некоторых случаях указывали на накопление R_2O_3 в почвах высокогорных районов в самых разнообразных климатических областях (24), как-то: на водораздельном хребте Главного Кавказа (20), Малого Кавказа (13), в Монголии (19) и в Татрах (8). Подробнее мы остановимся на этом моменте ниже, в заключительной части (анализы указанных почв приводятся в сводке валовых анализов (табл. 1, стр. 344—347) [1].

II. Высокогорные почвы влажных областей умеренных широт

Высокогорные почвы Альп. Первые сведения о высокогорных почвах мы находим в работе русского почвоведа-геолога Н. А. Богословского (7), опубликованной в журнале «Почвоведение» в 1902 г.

На горе Пилатус около Люцерна была встречена луговая почва на высоте около 2000 м над уровнем моря. Богословский (7) подчеркивает отличительные черты этой почвы, выражающиеся в сравнительно темной окраске гумусового горизонта, крупчатой его структуре, укрупняющейся книзу, и отсутствии иллювиальных карбонатных горизонтов, несмотря на то, что материнской породой этой почвы являются известняки.

Гумусовый горизонт, мощностью иногда до 40 см, отделяется здесь от известняков красновато-желтым или желтым суглинистым горизонтом равной мощности. Автор пишет: «Суглинок имеет довольно рыхлую консистенцию, при растирании превращается в муку. Пронизан массой тончайших корешков, от кислоты не вскипает; цвет суглинка вполне однороден, каких-либо примазок по трещинам и корневым ходам не замечается, что отличает данного рода подпочву, как от подпочвы черноземной, так и от подпочвы под оподзоленными лесными почвами». Богословский сравнивает почву на г. Пилатус с горными почвами, развитыми на плато Крымских гор, в которых также проявляется указанное своеобразие. На основании этих особенностей, отличающих высокогорные почвы, развитые под травянистой растительностью, как от черноземов, так и от подзолистых почв, автор выделяет их в особую генетическую группу, предлагая назвать их «горно-луговыми». Дальнейшие исследования русских почвоведов — Захарова, Прасолова, Неуструева на Кавказе и Тянь-шане — подтвердили правильность предположения Богословского, и, в связи с этим, термин «горно-луговые почвы» вошел в историю русского генетического почвоведения. Первоначально это название объединяло собою всю своеобразную группу высокогорных почв.

Все более расширяющиеся и накопляющиеся материалы по исследованиям горных почв Советского Союза, а также зарубежных стран

[1] В последнее время в горах Аджарии и Абхазии производятся под руководством проф. С. А. Захарова почвенные исследования высокогорных областей. Результаты не опубликованы.

(Монгольской народной республики, Альп и др.), заставляют пересмотреть заново вопрос о генезисе высокогорных почв. Термин «горно-луговые почвы» в том понимании, как его принимали до настоящего времени, уже, как сказано, не вмещает всего разнообразия почв, развитых в верхней зоне гор. Этот термин правильнее условно отнести лишь к определенной группе выщелоченных высокогорных почв. Выщелоченные горно-луговые почвы широко распространены в Альпах, на Кавказе, на северных склонах южных горных групп материка Азии и т. д., и они, в свою очередь, распадаются на целый ряд генетических подгрупп, возможно — стадий почвообразования.

Помимо них, как известно, в высокогорных областях встречаются также и почвы, богатые карбонатами и даже легко растворимыми солями (Аболин), которые тоже должны найти свое место в классификации высокогорных почв.

Подробнее, чем у Богословского, горнолуговые почвы Альп исследованы и описаны проф. Hans Jenny в его специальной работе, изданной в 1926 г. (10), и в его же статье в III томе Handbuch der Bodenlehre (11).

В этих работах Jenny дает характеристику не только горно-луговых, но и лесных почв. Лесные почвы северного ската Альп он склонен рассматривать, как комплекс буроземов, рендзин и подзолистых почв. Что касается высокогорных почв безлесных областей, то Jenny также считает необходимым выделить их в особый генетический тип, называя его «Alpine Humusboden».

Альпийские гумусные почвы Jenny подразделяет на разности, в зависимости от состава растительности и характера гумуса. Согласно автору, горно-луговые почвы содержат от 20 до 40% гумуса (потеря при прокаливании минус гигроскопическая вода и CO_2). Гумус в почвах, развитых в районе распространения карбонатных пород, сильнее обогащен кальцием по сравнению с почвами Центральных Альп, которые больше обогащены калием и фосфором. Автор указывает на то, что на границе с лесом Humusboden приобретают, в зависимости от материнских пород, переходный характер к подзолистым почвам, буроземам или рендзинам, что проявляется в изменении нижних подгумусовых горизонтов почв.

На больших абсолютных высотах переходные к породе подгумусовые подгоризонты исчезают, и почвы получают своеобразный характер. Jenny выделяет их в особую группу, называя ее «Frosterde» (морозные почвы).

Из приложенной автором схемы, в которой он демонстрирует развитие почвенного профиля на известняках в связи с растительностью, видно, что в приведенном порядковом ряду: 1) примитивные почвы на известняках, 2) рендзины, 3) подзол и 4) Alpine Humusboden наиболее кислыми и выщелоченными почвами являются альпийские гумусовые почвы: pH гумусового горизонта в них равняется 4.5, в горизонте A_2B pH=6.0, pH материнской породы — известняков равно 7.6.

Одновременно с кислотностью в этом ряду возрастает и мощность гумусового горизонта. Наибольшая она — в высокогорных почвах. Более подробные аналитические данные, к сожалению, не приводятся.

Помимо приведенных сведений, имеются указания на характер высокогорных почв Альп, в работах A. Meyer (17). В Швейцарских Альпах, в Валлисе он выделяет следующие зоны:

1. Субальпийская зона, включая в нее хвойные леса (верхняя граница леса), развитая на высоте от 1400 до 2150 м.

2. Альпийская ступень — выше 2150 м; последнюю Мейер разделяет на кустарниковый, луговой и субнивальный пояса. Интересные данные приводит автор относительно содержания гумуса в почвах, развитых в этих поясах. Для кустарниковой подзоны количество гумуса в почвах, по данным автора, равняется 14.45%. В луговой же подзоне, на высоте 2400 м, по указанию Мейера, развиты «типичные подзолы». Повидимому, автор относит этот термин к светлым (субальпийским) горно-луговым почвам. Количество гумуса в них меньше, чем в почвах под хвойными лесами. Субнивальный пояс изобилует скалистыми выходами и осыпями. Снеговая линия проходит на высоте 2700 м.

3. Выше нее простирается верхнеальпийская ступень, до 4600 м высоты, где господствуют механическое выветривание, снег и лед.

Как видим, в районе горных лугов автор выделяет только светлые почвы, которые называет «подзолами».

Южный скат Центральных Альп в районе Val. Camonica Seria согласно указанию Jenny, показывает следующую закономерность в вертикальной смене почвенного покрова (от подножия до вершины):

100—200 м желтые и красные земли;
200—700 м бурые лесные почвы (Braunerde Ramann);
700—$\left\{\begin{matrix}1500\\2000\end{matrix}\right.$ м подзолистые почвы;
$\begin{matrix}1500\\2000\end{matrix}$—2700 м альпийские гумусные почвы Humusboden (в 2—10 см мощности) развиты чаще в понижениях, где проявляется местная заболоченность; почвы развиты преимущественно на кристаллических породах и моренах.
2700—3500 Frosterde.

Интересно, что указанный вертикальный ряд почв южного склона начинается с красноцветных почв, отвечающих средиземноморскому климату. Между высокогорными почвами, развитыми на северном и южном склонах, автор не отмечает особой разницы. Интересные сведения о вертикальной зональности и почвах Альп, сообщенные Jenny, являются все же недостаточными для разъяснения их генезиса и требуют дополнительной аналитической обработки (определения обменных оснований и характера выветривания), в результате которой явилась бы возможность более дробно выделить генетические разности среди высокогорных почв Альп. Важно подчеркнуть, что в Альпах горно-луговые почвы расположены на северном и на южном скате, выше бурых и лесных подзолистых почв, и что

в связи с этим все высокогорные почвы Альп обладают кислой реакцией. В этом отношении высокогорные почвы Альп сходны с кислыми высокогорными почвами Главного Кавказа, Алтая и северных склонов Тянь-шаня и его отрогов.

Рассматривая горные лесные почвы Альп, Jenny указывает на зависимость типа почвообразования от характера материнских пород. Он выделяет две группы почв: одну, развитую на известняках и известковых породах, и другую — на силикатных породах. Такое подразделение справедливо и может быть отнесено не только к лесным почвам, но и к горно-луговым. Действительно, если в одних и тех же условиях рельефа и климата встречаются высокогорные почвы, развитые на силикатных породах и на известняках, то в морфологии и химизме часто проявляется довольно резкая разница. В морфологии отличие почв, развитых на известняках, проявляется обычно в более темной окраске всего профиля, меньшей дифференцированности на горизонты и лучше выраженной структуре. Как правило, они более глинистые и всегда менее кислые, в связи с чем, понятно, и поглощающий комплекс их более насыщен, чем в рядом развитых почвах на силикатных породах.

Количество гумуса, при наличии известковых материнских пород в почвах, повышается; примером этому могут служить некоторые разрезы горно-луговых почв, развитых на плато Крымской яйлы, где почвы, подстилаемые известняками, обогащены гумусом, по сравнению с почвами на сланцах и песчаниках. Но, с другой стороны, нам известны случаи, когда более светлые по окраске субальпийские почвы (серо-коричневые) на бескарбонатных породах содержат более гумуса, чем темноцветные, почти черные горно-луговые почвы, развитые на известняках. Этот вопрос требует дополнительных исследований. Как бы ни был он решен, одно несомненно, что гумус в высокогорных почвах, развитых на известняках, отличается от гумуса на бескарбонатных породах. Понятно, различие в характере гумуса в почвах на силикатных породах и в почвах на известняках будет иметь место лишь до определенного момента выщелачивания карбонатных пород. С большей или меньшей вероятностью можно говорить о том, что в высокогорных почвах влияние кальция проявляется в сторону большего остепнения — ксерофитизации — почв. Несмотря на своеобразие высокогорных почв, развитых на известняках, и в них, как и в почвах, развитых на силикатных породах, наблюдаются изменения в генезисе почв, в зависимости от географических условий среды и высоты над уровнем моря.

Таким образом, рассматривая определенную генетическую группу почв, необходимо иметь в виду отклонения, вызываемые иногда свойствами материнских пород.

Помимо известняковых и карбонатных осадочных пород, материнскими породами, показывающими в процессе выветривания заметное отклонение от силикатных пород, являются и основные породы, базальты, некоторые порфириты, а также богатые органическим веществом породы, как, например, углистые сланцы.

Высокогорные почвы главного Кавказского хребта

Как известно, у подножия северного ската Кавказских гор простирается полоса степных почв — каштановых и черноземных. Выше поднимается пояс лесов (не считая восточной части хребта, где леса частично отсутствуют). Почвы под лесами представлены здесь бурыми лесными почвами (Прасолов), оподзоленными в верхней зоне леса. Выше линии леса, на северном и на южном скатах главного Кавказского хребта, так же как и в Альпах, господствуют почвы горных лугов и пастбищ.

Граница между лесной и луговой зоной не представляет собой прямой линии. Она постепенна и чрезвычайно извилиста, так как горные луга по водоразделам нередко вклиниваются в горную лесную область. Поэтому правильнее выделять, помимо горной лесной и высокогорной луговой, еще промежуточную лугово-лесную подзону, — по нашей терминологии, нижнюю полосу субальпийской зоны. Здесь уместно остановиться на определении понятия «субальпийская зона» вообще. Как известно, некоторые авторы под названием субальпийской зоны подразумевают только верхнюю часть лесного пояса — хвойные леса. Другие под тем же названием выделяют нижнюю часть высокогорного, обычно горнолугового пояса. Мы считаем правильно, на основании почвенно-геоморфологических признаков, расширить термин «субальпийский пояс», объединив в нем как верхнюю часть лесной зоны, будь то хвойные или смешанные леса, так и широкую полосу субальпийских кустарников и лугов. Указанная полоса является переходной, но она занимает в некоторых случаях большое пространство и во всех случаях обладает своеобразными физико-географическими особенностями (формы рельефа, растительность и почвы), отличающими ее как от среднегорной лесной, так и от верхнеальпийской областей. На основании этих признаков мы считаем правильным выделить ее в особую зону, причем в ней приходится также различать верхнюю, преимущественно луговую часть, и нижнюю, луговолесную или луговостепную, в зависимости от географо-климатических особенностей данной горной группы. Понятно, что границы между лесной, субальпийской и альпийской зонами представляют более или менее ровную линию только в том случае, если смена их происходит на протяжении одного склона определенной экспозиции. Так как, в силу рассеченности рельефа, в высокогорной области имеются склоны различных экспозиций, разделенные между собой различной величины долинами, что обусловливает пестроту почвенного покрова, то понятно, что граница вертикальных и почвенно-климатических поясов проходит не по прямой, а по чрезвычайно извилистой линии. Пестрота почвенного покрова, непостоянство и извилистость границ между типами почвенного покрова являются результатом сложной динамики географических ландшафтов высокогорных областей.

Альпийские почвы главного Кавказа. Альпийские почвы главного Кавказского хребта описаны Захаровым (13), Панковым (19), Городковым, Аболиным (1), Акимцевым (4), Прасоловым и

Соколовым (23) и Михайловской. Химическими анализами, однако, эти почвы еще мало освещены. Одно несомненно, что в пределах альпийской зоны можно выделить две разности почв — маломощные, щебенчатые, хорошо генетически выявленные почвы альпийских ковров, и горно-луговые, часто с хорошо развитыми, хотя и щебенчатыми генетическими горизонтами (последние занимают водоразделы и верхние части склонов альпийской области), а также более или менее подвижные скопления грубощебенчатых обломочных пород (наносов, каменных морен и древних морен).

Маломощные щебенчатые почвы. Несмотря на небольшую мощность, не превышающую 20 см, в этой разности достаточно хорошо выделяются два генетических горизонта: верхний, серый или коричневатый, и нижний, нередко окрашенный в охристые или красноватые тона. Количество неразложившихся органических остатков в них велико. По указанию некоторых авторов, в верхней альпийской области встречаются торфянистые почвы, но нам подобных почв на Кавказском хребте не приходилось встречать. Всегда верхние горизонты этих почв были представлены лишь более или менее плотной дерниной. Количество гумуса в них, определенное по методу Кнопа, показало 10—15%. По данным Захарова, определявшего количество гумуса сжиганием, оно доходило до 60%. Почвы эти отличаются резко кислой реакцией (pH—4.5) и ненасыщенностью.

Альпийские, горно-луговые почвы имеют общую светлую окраску. Верхний гумусовый горизонт их также отличается сероватыми тонами, причем дерновый горизонт выражен менее отчетливо, чем в субальпийских почвах. Поэтому и мощность гумусового горизонта в них меньше, чем в субальпийских, а окраска его светлее.

Морфологии их отвечает и количество гумуса, которого в них меньше, чем в субальпийских почвах, всего 10—12%. Судя по описаниям, в некоторых разностях горно-луговых альпийских почв, развитых в понижениях рельефа, хорошо выражена торфянистость поверхностных горизонтов, обычно связанная с некоторой оглеенностью в нижних слоях. Иногда заторфованность получает значительные размеры, и, понятно, в этих случаях приходится выделять особую генетическую разность альпийских торфянистых почв с признаками заболачивания.

Альпийские почвы обладают кислой реакцией и ненасыщенностью. Ненасыщенность их, как и в светлых субальпийских почвах, возрастает книзу. По имеющимся в нашем распоряжении аналитическим материалам, ненасыщенность альпийских горнолуговых почв (в процентном отношении) меньше, чем субальпийских. Несмотря на свойственную им наиболее кислую среди всех горных почв реакцию, о чем упоминает целый ряд авторов, сравнительно меньшая ненасыщенность может быть объяснена большей относительной молодостью альпийских почв, связанных с постоянной, более интенсивной денудацией, чем в субальпийской зоне. С этой точки зрения становится понятной также и меньшая емкость поглощения, свойственная альпийским почвам, и относительно большее процентное содержание в них поглощенного кальция. Валовые анализы альпийских почв, приводимые ниже (табл. 1, стр. 344—347), с очевидностью указывают на своеобразие почвообразования, протекающего на верхних элементах рельефа в высокогорной альпийской области, которое приводит к накоплению в толще почвы полуторных окислов щелочноземельных и щелочных металлов. Это явление, повидимому, также связано с молодостью альпийских почв, в которых органо-минеральная аккумуляция веществ преобладает над процессами химического выветривания и вымывания элементов. Слабость химического выветривания вытекает и из минералогического анализа механических фракций почв (З. Н. Немова).[1] Таким образом, накопление полуторных окислов в почвенной толще альпийских почв, не имеет ничего общего с накоплением R_2O_3 в латеритных почвах, где оно является результатом не столько почвообразования, сколько длительного процесса выветривания.

Субальпийские почвы главного Кавказа. В пределах главного Кавказа, на основании исследования Захарова, Акимцева, Панкова, Прасолова, Соколова и автора, в субальпийской области в настоящее время можно различать следующие разности почв.

1. Субальпийские лесные почвы (верхней границы леса), светлые и темные. Эта группа почв мало исследована. Светлые почвы верхней границы леса отличаются резким и быстрым падением количества гумуса по профилю, а также кислой реакцией и ненасыщенностью. Темным разностям почв верхней границы леса свойственны довольно равномерная темная окраска, сравнительно хорошо выраженная структура и отсутствие дифференцированности генетических горизонтов. Обычно с поверхности эти почвы покрыты густым слоем опавших листьев, дающих мертвую подстилку от 5 до 15 см мощности. Появление светлых и темных разностей почв на верхней границе леса остается для нас не совсем ясным. Это явление может быть связано с рельефом: нам часто случалось наблюдать такие почвы на крутых склонах южной экспозиции, на грубом элювиально-делювиальном щебне твердых пород. В подобных условиях рельефа (на крутых уклонах) они встречались также и на склонах северных экспозиций.

2. Субальпийские почвы под кустарниками. На главном Кавказском хребте эти почвы резко разделяются также на две группы:

а) темноцветные (чаще черно-серые), дерновые и дерново-подзолистые почвы,

б) темноцветные, коричневые, торфянистые.

а) Субальпийские темноцветные дерновые почвы под кустарниками имеют хорошо выраженный дерновый слой, обусловленный мощным травянистым покровом, развитым под субальпийскими кустарниками. Нередко между кустами ивы, рябины и низкорослой березы поляны покрыты

[1] Петрографом Немовой З. Н. был определен минералогический состав механических фракций высокогорных почв главного Кавказского хребта и Монголии.

роскошным высоким разнотравием. В этом случае почвы приобретают черно-серую окраску, приближаясь по габитусу к горно-луговым почвам под высокотравием, развитым уже вне полосы кустарников, характеристику которых мы даем ниже (см. описание темноцветных и черноземовидных горно-луговых почв).

б) Вторая разность — субальпийские торфянистые (коричневые) почвы — появляется всегда только под рододендронами. В случае, если они развиваются на бескарбонатных породах, почвы имеют темную, интенсивно коричневую окраску (иногда даже с фиолетовым оттенком), причем в верхних горизонтах накопляется довольно значительный слой своеобразного рододендрового торфа до 10—20 см мощности. С глубиной торфянистость уменьшается, а щебенчатость почвы увеличивается. В нескольких разрезах подобных почв приходилось наблюдать на глубине 10—12 см небольшой резкобелесый, оподзоленный прослой, прорезающий гумусовый горизонт. Эти почвы — наиболее кислые из субальпийских почв. Они своеобразны, как видно, и по морфологии, и по всей совокупности признаков, чем резко отличаются как от лесных, так и от горно-луговых почв. Судя по описаниям, торфяно-рододендровые почвы, развитые на известняках, отличаются меньшей торфянистостью и более серой окраской (23).

Субальпийские горно-луговые почвы

Среди этой группы следует также выделять не менее четырех разностей: а) субальпийские черноземовидные горно-луговые, б) коричневые дерновые почвы субальпийских ковров, в) субальпийские светлые горно-луговые, верхней полосы субальпийской зоны и г) светлые горно-луговые вторичные, вышедшие из-под леса и, следовательно, расположенные в нижней части субальпийского пояса.

а) Субальпийские черноземовидные горно-луговые почвы имеют довольно широкое распространение на южном скате Кавказского хребта. В верхней части субальпийского пояса они занимают нижние части склонов, древние конуса выносов и высокие речные террасы, т. е., иначе говоря, пониженные части рельефа. На нижней же границе субальпийская полоса черноземовидных почв связана, наоборот, с относительно возвышенными частями рельефа и вершинами гор.

Черноземовидные горно-луговые почвы отличаются очень темным, почти черным цветом гумусового горизонта. Лучше чем в остальных разностях в них выражена комковато-крушичатая структура и равномерность окраски. Нередко интенсивный темноцветный (серо-черный или коричнево-черный) мощный гумусовый горизонт их на глубине 60—70 см переходит непосредственно в щебень твердых пород, реже он отделяется от сплошного щебня коротким, более светлым, иногда красноцветным горизонтом. Черноземовидные горно-луговые почвы показывают меньшую обменную кислотность, чем остальные субальпийские лесные, кустарниковые и горно-луговые почвы, но все же, как увидим, в отличие от субальпийских черноземовидных лугово-степных и тем более степных почв, они обладают кислой реакцией (pH — 5—6), и обменный водород в средних горизонтах их составляет еще около 50% от всей суммы обменных оснований. Параллельно с изменением количества обменного водорода, в обратной зависимости по профилю почв изменяется, понятно, в них содержание обменного кальция и магния. Максимальное содержание поглощенного кальция приходится на самый верхний, дерновый подгоризонт, не считая, конечно, нижних горизонтов в случае карбонатных материнских пород. Что касается обменного магния, то, по имеющимся данным, в черноземовидных горно-луговых почвах замечается возрастание его абсолютного процентного содержания книзу. Понятно, что процент содержания в почвах обменного кальция и особенно магния в сильной степени зависит от состава исходной материнской породы.

б) Коричневые дерновые почвы субальпийских ковров располагаются на гребнях водоразделов субальпийской области. В отличие от почв альпийских ковров, они окрашены в сероватые цвета и в интенсивно коричневый цвет. Имеют прекрасно выраженный дерновый слой, переплетенный мелкими корешками. Ниже торфяно-дернового упругого слоя идет того же цвета равномерно окрашенный горизонт, обычно с хорошо выраженной зернистой структурой. Реакция почвы кислая. По нашим наблюдениям в Юго-Осетии, мощность этих почв не превышает 20—30 см. Повидимому, подобные же субальпийские почвы, иногда большей мощности, описаны на Кавказе под названием коричневых горно-луговых почв Захаровым, Галстяном, Завалишиным и Бойко.

в) Светлые горно-луговые почвы водоразделов и верхних частей склонов в субальпийском ландшафте отличаются общей сравнительно светлой окраской и достаточной мощностью от 80—90—100 см. Эта разность почв занимает обычно верхние элементы рельефа горных областей, причем надо принимать во внимание, что субальпийская область обладает более спокойным рельефом, чем альпийская. Этим объясняется то, что в субальпийской области почвы лучше развиты и на большую глубину, чем в альпийской. Светлая окраска профиля этих почв проявляется как на карбонатных породах, вернее, на глинистом элювии карбонатных пород, в случае длительного выветривания их, так и на твердых кристаллических и осадочных породах (сланцы и песчаники) главного Кавказского хребта.

Несмотря на светлую, коричневатую или буроватую окраску, эти почвы характеризуются значительным содержанием гумуса и медленным падением его по профилю, кислой реакцией, причем pH по профилю колеблется от 5.0 до 6.0. Эти почвы также не насыщены. Процентное содержание обменного водорода в нижних частях гумусового горизонта доходит до 80—90% от емкости (по сумме). Содержание обменного кальция в нижних горизонтах соответствующим образом ничтожно, в то время как в верхнем дерновом горизонте оно составляет около 30% от емкости. Валовой анализ

светлых субальпийских, горно-луговых почв (см. разрезы 61 и 285, табл. 1, стр. 344—347) говорит о наличии хотя и незначительного вымывания в них полуторных окислов и о некотором относительном накоплении в верхних частях почвы кремнезема. Структура гумусового горизонта неясно комковатая, с значительной примесью пылеватых частиц. В нижних горизонтах пылеватых частиц также довольно много, зернистость отсутствует, сменяясь более крупной комковатой структурой.

В нижних горизонтах светлых разностей горно-луговых субальпийских и альпийских почв нередко наблюдаются вторые гумусовые горизонты. Происхождение их не совсем ясно. Некоторые авторы (С. А. Захаров, 13) склонны рассматривать их, как погребенные гумусовые горизонты, другие же (Аболин, 2), как генетические подгоризонты профиля горно-луговых почв. Повидимому, в природе имеет место и то и другое явление. На склоне, действительно, нередко можно встретить погребенные гумусовые горизонты, отвечающие стадиям предшествующего менее интенсивного смыва почв. Но не вызывает также сомнения возможность появления более темноокрашенных нижних горизонтов в результате промывания кислого подвижного гумуса из верхних горизонтов в нижние; в месте перехода почвы в материнскую породу гумус частично осаждается в силу изменения физико-химических условий среды (актуальной реакции и механического состава). Интересно отметить, что часто ясно выделяющиеся по темной окраске горизонты не показывали или почти не показывали при анализе увеличения процента гумуса. Повидимому, темная окраска объясняется тем, что гумус находится тут в особом состоянии, скорее всего, в соединении с железом, а также, возможно и с другими элементами. Подобную темную окраску при малом содержании гумуса мы наблюдали в черноземовидных почвах в предгорьях Юго-Осетии. Интенсивно окрашенные в темный, почти черный цвет почвы черноземного габитуса содержали всего около 2.0% гумуса. Исследование механических фракций под микроскопом выяснило, что отдельные зерна и осколки минералов в гумусовых горизонтах этих почв покрыты пленками окислов железа, дающих, повидимому, при взаимном осаждении с гумусом указанную интенсивно темную окраску. Не лишено вероятности, что темная окраска нижних горизонтов некоторых светлых горно-луговых почв обусловлена подобными же соединениями.

Светлые субальпийские горно-луговые почвы, как указано, занимают обычно верхние элементы рельефа в субальпийском ландшафте, причем иногда они развиты на значительной высоте, по нашим наблюдениям, от 2500 м и выше. На этом основании может возникнуть сомнение, не правильнее ли было бы отнести их в одну генетическую группу со сходными по морфологии светлыми альпийскими горно-луговыми почвами. Имеющиеся данные указывают, однако, на различное передвижение веществ по профилю этих почв. Валовые анализы светлых субальпийских почв говорят о более быстром вымывании полуторных окислов, по сравнению с почвами, где полуторные окислы и другие элементы, судя по анализам, фиксируются в верхних горизонтах почвы (см. альпийские почвы).

г) Среди светлых субальпийских почв главного Кавказа, помимо перечисленных, приходится выделять еще одну разность, так называемых вторичных горно-луговых почв. Под этим термином подразумеваются почвы, недавно вышедшие из-под леса и покрытые в настоящее время лугами. Они, естественно, располагаются у верхней границы леса и могут иметь более светлую или более темную окраску, в зависимости от характера исходных почв, ранее развитых под лесом. Вторичные светлые горно-луговые почвы, понятно, должны отличаться от первичных субальпийских светлых горно-луговых почв, поскольку основное формирование их протекало первоначально под лесом. Это сказывается отчасти в анализах этих почв. Так, например, для почв, вышедших из-под леса, характерно более резкое и быстрое падение количества гумуса по профилю, что свойственно, как было видно, светлым субальпийским лесным почвам, а также иное, чем в горно-луговых, изменение pH с глубиной. Как мы указывали, для субальпийских горно-луговых почв характерно снижение значения pH с глубиной, в то время как из трех разрезов почв, вышедших из-под леса для двух получено обратное соотношение: более кислая реакция в верхних горизонтах почв и нейтрализация ее с глубиной (см. табл. 2). [1]

Что касается долинных почв на аллювии в субальпийской области, то, в виду сравнительной их молодости, генезис их, больше чем других почв, предопределяется химическим составом наносов (материнских пород) и возрастом почв. Так, на северном скате главного Кавказа, в пределах горной Чечни, где в горных районах развиты карбонатные породы, Панков указывает на наличие в долинах высокогорной области сухих перегнойно-карбонатных почв, вскипающих с поверхности. На южном же склоне главного Кавказа, в западной части Юго-Осетии, где высокогорная область сложена бескарбонатными сланцами, несмотря на южную экспозицию ската, вскипание в аллювиальных почвах отсутствует, и в долинах на относительно высоких террасах 5—10 м широкое распространение получают черноземовидные, не вскипающие горно-луговые почвы. На нижних террасах-поймах аллювиальные почвы почти не развиты, и на обоих скатах Кавказского хребта преобладают каменисто-галечниковые россыпи и наносы; в тех же местах, где на них есть возможность проявиться почвообразованию, на бескарбонатных наносах Юго-Осетии формируются почвы подзолистого облика, с осветленными средними и оглеенными нижними горизонтами, обычно под ольховыми лесами.

На этом мы заканчиваем краткую генетическую характеристику высокогорных почв главного Кавказа.

[1] Надо сказать, что актуальная реакция, казалось бы, является неустойчивым фактором; на самом деле, в естественных почвах, не затронутых культурой, несмотря на высыхание почв и хранение их в течение нескольких лет, этот признак остается более или менее постоянным как в абсолютных, так и относительных цифрах, в пределах профиля. Нами были произведены повторные определения pH в субальпийских почвах Монголии и Кавказа, — в первом случае после трехгодичного, во втором — после годичного хранения их в картонных коробках, — и определения не показали большого расхождения с первоначальными данными.

Распределение почвенных разностей

Что касается распределения отдельных перечисленных разностей почв, то следует отметить, что черноземовидные, горно-луговые почвы (понимая под этим генетическую разность) приурочены к южному скату Кавказа, в нижней полосе субальпийского пояса. Они развиты или на делювиальных шлейфах и нижних частях склонов высокогорной области, или на водоразделах высоких хребтов горной области. На северном скате Кавказа появление черноземовидных, горно-луговых почв связано, повидимому, только с выходами известняков и шиферных сланцев. В силу этого и некоторые качества так называемых черноземовидных почв северного склона иные, чем таких же почв южного склона. По указанию Панкова (19, стр. 371, 373, 374) и Акимцева (4, стр. 27), черноземовидные почвы северного склона отличаются «идеальной» зернистой структурой, в то время, как на южном скате черноземовидные горно-луговые почвы, развитые на бескарбонатных сланцах, этим качеством не отличаются. Им свойственна мелкокомковатая структура с значительной примесью пылеватых частиц. Структура черноземовидных почв на известняках, появившаяся под воздействием иона кальция, отличается исключительной прочностью, не разрушаясь при действии воды неопределенно долгое время. Это положительное качество почв, вызывает одновременно и отрицательные явления, выражающиеся в легкости смыва и быстром разрушении этих почв под влиянием эрозии, на что указывает в своей работе А. М. Панков (19, стр. 371, 373, 374).

Горно-луговые почвы на известняках характеризуются также (23) высоким содержанием гумуса (5—25%), приближаясь в этом отношении к типичным черноземовидным, горно-луговым почвам; но одновременно с этим они отличаются от них насыщенностью поглощающего комплекса и нейтральной или слабокислой реакцией, что приближает их не к кислым черноземновидным, горно-луговым почвам, а к выделенным нами субальпийским черноземовидным, лугово-степным почвам, развитым в более засушливых горных ландшафтах (малый Кавказ, Монголия, Туркестан).

Таким образом, своеобразие горно-луговых почв на известняках отличает их в каждом данном ландшафте от горно-луговых почв, развитых на других породах. Это не мешает им, несмотря на качественное отличие от окружающих почв, оставаться характерным звеном именно данного физико-географического комплекса (явление, подобное рендзинам в лесной области); черноземовидным и горно-луговым почвам на известняках, как и рендзинам, свойственно, в условиях длительного выветривания, в более или менее плакорных условиях, перерождаться в господствующий в этой области тип горно-луговых почв, с изменением черноземовидного профиля вплоть до профиля светлых горно-луговых почв, как это видно из наших исследований почв, развитых на известняках Крыма и Юго-Осетии. В этом заключается их существенное отличие от ландшафтно-климатических типичных субальпийских черноземовидных почв, которые появляются лишь

в определенных географических ландшафтах и более длительно сохраняют свой облик. Горно-луговые почвы, развитые на известняках, на этом основании лучше объединить в особую группу, но в случае применения к ним термина, соответствующего общей физико-географической среде, как-то, «альпийские», «субальпийские» и пр., совершенно необходимо для ясности картины прибавлять «на известняках».

Кроме указанных особенностей в почвенном покрове на северном и южном скате главного Кавказа, следует отметить большее распространение на северном скате явлений оглеения в нижних горизонтах субальпийских и альпийских почв. Если на южном скате оглеенность почв связана с рельефом (положение почв в нижних частях склонов или в понижениях), на северном оглеенность имеет более широкое распространение, особенно в нижней части субальпийского пояса, проявляясь как в горно-луговых, так и в горно-лесных почвах, на что указывает в своей работе Панков (19). Сильнее выраженная оглеенность почв северного ската связана, очевидно, не только с большим количеством выпадающих осадков, но и с большей мягкостью и глинистостью материнских пород (глинистые сланцы, песчаники), затрудняющих дренаж почв даже на склонах. Что касается соотношения площадей, занятых альпийскими и субальпийскими почвами, то, судя по литературе, на южном скате в западной части его (бассейн р. Риона) субальпийский пояс выражен богаче и разнообразнее, чем на северном, в то время как на северном, естественно, большее развитие получает альпийский ландшафт. Своеобразные черты приобретает почвенный покров в восточной, прикаспийской части главного Кавказского хребта, где влияние ландшафта, — и без того более континентального, чем в западной, Причерноморской части, — усугубляется выходами карбонатных пород, что приводит к большему «остепнению» и сухости горно-луговых почв. Генетически почвы, развитые здесь, будут ближе к высокогорным почвам горных районов континентальных областей, характеристика которых будет дана ниже.

Высокогорные почвы малого Кавказа

Если в пределах высокогорной области главного Кавказа в почвенном покрове заметно сказывается различное климатическое влияние Причерноморского и Прикаспийского районов, то на малом Кавказе разница в ландшафтах выражена еще значительно резче. Влажный теплый приморский климат Батумской области сменяется в центральной части малого Кавказа резко континентальным климатом Армянского нагорья и, далее на восток, полупустынной областью Прикаспийского подножия малого Кавказа.

Выше нами были приведены те краткие сведения, которые имеются о высокогорных почвах Аджарского хребта. Что касается более северных хребтов Цхра-цкаро-сери и Имеретинского, то почвенный покров их прекрасно отражает географические особенности этих хребтов, расположенных на границе влияний влажного черноморского и засушливого среднеазиатского климата.

Как правило, почвы этих хребтов более богаты гумусом, чем почвы главного Кавказа; более широкое распространение, чем на главном Кавказе, получают здесь типичные черноземовидные почвы. Кроме того, континентальность климата сказывается также и в резком проявлении влияния экспозиций склонов. Склоны, обращенные на север и запад, как и склоны главного Кавказа, покрыты лесами, причем субальпийские луга расположены выше их границы. На южных же склонах леса отсутствуют, и на всем протяжении Армянского нагорья горные степи непосредственно сменяются субальпийскими и альпийскими лугами. Небольшие лесочки можно встретить здесь лишь на склонах чисто северной экспозиции и в понижениях рельефа. В случае, если склоны северной экспозиции покрыты лесами, то выше, на водоразделах Армянского нагорья развиты своеобразные коричневые горно-луговые почвы. Они развиты на той же высоте, что и описанные светлые альпийские почвы главного Кавказа, но по морфологии отличаются от них. По внешнему облику они больше сходны с коричневыми дерновыми субальпийскими почвами. Непосредственно ниже коричневых почв по северному скату простираются светлые более или менее типичные субальпийские горно-луговые почвы, соответствующие таковым же почвам главного Кавказа.

По южным склонам кислые, светлые субальпийские почвы отсутствуют вовсе, коричневые почвы водораздела сменяются здесь черноземовидными горно-луговыми почвами.

Среди последних, повидимому, следует выделять две разности: 1) черноземовидные горно-луговые, с 12—17% гумуса, распространенные по склонам непосредственно ниже кислых субальпийских коричневых горно-луговых почв и 2) черноземовидные лугово-степные, распространенные еще ниже, граничащие со степными почвами, горными черноземами. Генетическая характеристика субальпийских лугово-степных почв приводится ниже, при описании почв Монголии. В некоторых случаях, в пределах малого Кавказа, судя по сведениям А. А. Завалишина, можно встретить еще более континентальную разность высокогорных почв — субальпийские горно-степные буро-коричневые, каштанововидные, невскипающие почвы. На характеристике их мы также остановимся при описании почв Монголии, где этот подтип уже выражен совершенно отчетливо.

Сравнивая вертикальное чередование почв в пределах главного и малого Кавказа, видно, что здесь хорошо проявляется различие, выражающееся в первом случае (как правило) в непосредственном контакте высокогорных почв с лесными, во втором — со степными почвами.

В связи с этим и генезис соответствующих высокогорных почв будет различен.

Альпийские почвы на малом Кавказе мало исследованы. Они отличаются, повидимому, некоторым своеобразием, но сохраняют в основном существенные черты ранее описанных альпийских почв — светлую окраску и кислую реакцию (12, 13).

III. Высокогорные почвы континентальных областей

Немногие сведения, имеющиеся о почвах Алтая (Смирнов, 25), говорят о наличии в облесенных районах Алтая, выше границы леса, кислых выщелоченных субальпийских почв светлой окраски. Более восточные и южные части Алтая, связанные с большей засушливостью климата, повидимому, отличаются более степными, нейтральными разностями высокогорных почв. Специальных сведений о высокогорных почвах южного Алтая до сего времени не имеется, но, судя по общим физико-географическим условиям, они должны быть сходны с горными почвами Монголии.

В Северной Монголии, не считая отрогов Южного Алтая, выделяются две достаточно различные в географическом отношении горные группы: Кентей и Хангай. Кроме того, на поверхности разъединяющего древнего пенеплена, сложенного по преимуществу метаморфическими породами и гранитами, возвышаются над общим уровнем поверхности отдельные, более низкие, чем Кентей и Хангай, остаточные горные группы, иногда тектонического, а иногда чисто эрозионного происхождения.

Каждое из названных горных образований, в связи с различной историей развития рельефа, имеет и своеобразные высокогорные почвы, отличительные признаки которых, однако, не выходят из рамок существенных свойств, отмеченных нами для генетической группы кислых и нейтральных субальпийских почв (выщелоченность, ход актуальной реакции и др.).

Не останавливаясь подробно на высокогорных почвах Кентея и Хангая, отметим только, что в распределении их экспозиция склонов имеет такое же значение, как и в распределении почв горных ландшафтов малого Кавказа. Северные склоны облесены, в то время как южные покрыты степями, переходящими выше непосредственно в субальпийские горно-степные и горно-луговые почвы. Сравнительно небольшая высота гор (2800 м) и резкая континентальность климата не дают возможности достаточно широко проявиться альпийскому типу почвообразования. Однако, те почвы, которые местами развиты здесь на вершинах гольцов, могут быть отнесены к типу кислых маломощных почв альпийских ковров (горной тундры). Это слегка заторфованные с поверхности, относительно сухие, маломощные, серовато-палевые почвы; иногда же встречаются более развитые, влажные, сравнительно светлые, кислые почвы с признаками заболачивания. Среди субальпийских почв в Кентее следует отметить не встреченные нами на Кавказе своеобразные мохово-торфянистые почвы, представляющие собой собственно не почвы, а сплошной мощный моховой слой (50—75 см мощности), залегающий непосредственно на грубом щебне метаморфических пород. Ниже по рельефу в Кентее довольно широким распространением пользуются черноземовидные горно-луговые почвы.

В облесенных районах Кентея и Хангая черноземовидные горно-луговые почвы связаны лишь с определенными ландшафтными условиями,

покрывая безлесные склоны южной экспозиции или же опушки леса на облесенных склонах северных экспозиций. На более низких отрогах в западном Кентее, 1500 м абсолютной и 500 м относительной высоты, черноземовидные горно-луговые почвы покрывают уже не склоны, а плоские вершины облесенных гор (водоразделы).[1] В южных районах Монголии, среди Монгольской рассеченной степной равнины, в горных останцовых группах, не превышающих 1800 м над ур. м. и 300 м относительной высоты, кислые черноземовидные горно-луговые исчезают, сменяясь субальпийскими черноземовидными лугово-степными почвами.

Обычно, эти последние занимают верхние части склонов и ложбин, прорезающих склоны. О подобных почвах мы уже упоминали при описании высокогорных почв малого Кавказа. Дадим им здесь более подробную характеристику.

Субальпийские черноземовидные лугово-степные почвы отличаются от кислых черноземовидных горно-луговых — насыщенностью поглощающего комплекса и меньшим содержанием гумуса, которое для верхних горизонтов этих почв не превышает 9—11%. pH их колеблется около 6.0, причем значение его в поверхностных и самых нижних горизонтах приближается к нейтральному. Сравнительно наиболее кислыми являются средние горизонты; таким образом, и в этом случае повторяется характерный для субальпийских почв профиль актуальной кислотности. В верхних дерновых горизонтах процентное содержание поглощенного кальция (от суммы Ca+Mg) доходит до 80—85%, снижаясь постепенно с глубиной, причем в нижних горизонтах соответственно возрастает процент поглощенного магния (явление довольно типичное для горно-луговых почв).

Своеобразие черноземовидных, лугово-степных почв Монголии проявляется в географическом отношении еще и в том, что в вертикальном ряду (на нижней их границе распространения) они находятся в контакте не с черноземами, а непосредственно с каштановыми почвами. Таким образом, в этом вертикальном ряду отсутствуют не только лесные почвы и черноземы, но и черноземовидные горно-луговые почвы, которые замещаются в данном случае субальпийскими черноземовидными лугово-степными почвами, сходными во всем, кроме выщелоченности, с горными черноземами. Поскольку, однако, черноземовидные лугово-степные почвы связаны с субальпийской степной растительностью и отличаются от типичных степных почв полной выщелоченностью, т. е. отсутствием карбонатных горизонтов до материнской породы, характерной кривой актуальной кислотности и хорошо выраженными дерновыми горизонтами, — им также можно присвоить термин «субальпийские». На ряду с указанными общими для всех субальпийских горно-луговых почв чертами, они отличаются, как уже сказано, отсутствием ненасыщенности и заметно меньшим содержанием гумуса. Принимая во внимание также географические особенности ландшафтов, с которыми они связаны, их правильнее выделить в особую разность субальпийских почв, которой мы, в отличие от кислых черноземовидных горно-луговых почв, дали название: субальпийские черноземовидные лугово-степные почвы.

[1] Картина, сходная с распределением почв на Крымской яйле (18).

Кроме описанных горных групп, нами посещены в Монголии высокие хребты, расположенные на границе с Гоби. Примером их могут служить юго-восточные отроги Хангая в районе монастыря Сайн-ноина, с почвами которых нам пришлось ознакомиться во время наших исследований в Монголии. Относительная высота их отрогов около 400—450 м (над Сайн-ноин-Хуре), абсолютная же — 2800 м. Континентальный характер почвенного покрова в этом ландшафте, несмотря на значительную высоту, был выражен еще резче, чем в ранее приведенных примерах: не только лесные почвы, черноземы и черноземовидные горно-луговые почвы, но даже только что описанные черноземовидные лугово-степные здесь отсутствуют вовсе. Каштановые степные почвы поднимаются высоко по склонам, почти до вершины водоразделов; водоразделы же и самые верхние части склонов заняты буро-коричневыми почвами, под низким и негустым травянисто-степным покровом. В отличие от степных каштановых почв, с которыми они сходны по общему облику, они совершенно выщелочены; торфянистости в них в верхней части гумусового горизонта не наблюдалось. Пылевато-комковатый, гумусовый горизонт, имевший мощность в 30—40 см, отделяется от материнской породы (метаморфического песчаника) хорошо выраженным переходным подгоризонтом более светлой, желтовато-палевой окраски. Несмотря на это, посветление переходного к материнской породе горизонта, обычное для степных почв, в данном случае не сопровождалось накоплением карбонатов, и вскипания до самой породы в этой почве не было. Интересно, что ниже по склону на тех же материнских породах были развиты уже нормальные для Монголии степные каштановые почвы с хорошо выраженными карбонатными горизонтами. Описанные буро-каштановые высокогорные почвы по количеству гумуса, емкости поглощения и процентному составу обменных катионов не отличаются от типичных каштановых почв Монголии. Однако, высота над уровнем моря и их местоположение, выщелоченность, отсутствие карбонатных горизонтов не дают возможности причислять их к чисто степному типу. Правильнее и их выделить в особую субальпийскую степную группу, подобно тому, как ранее нами были выделены черноземовидные горно-луговые и черноземовидные лугово-степные почвы, с присвоенным названием: субальпийские, выщелоченные, каштановидные лугово-степные почвы.

Не останавливаясь подробно на характеристике почв центрального Тянь-шаня и его отрогов (Джунгарского Алатау, Таласского Алатау, Каратау, Заилийского Алатау и Сусамырского хребта), о которых имеются сведения в работах Л. И. Прасолова (21, 22), С. С. Неуструева (18) и Р. И. Аболина (3), мы отметим только некоторые их особенности. Аболин указывает, что в Заилийском Алатау в вертикальном ряду степная зона выше сменяется лесной или луговой, переходящей далее в высокогорную альпийскую зону и ледники. В лугово-лесной зоне, на высоте,

примерно, 2000—3000 м, согласно автору, развиты почвы подзолистые и дерновые. В альпийской же зоне распространены светлые альпийские почвы оглеенные, которые автор характеризует следующим образом: «Поверхностный дерн сильно торфянистый, с содержанием перегноя до 30%, совершенно бесструктурный. На глубине 5 см дерн этот подстилается светлым глеевым слоем, изобилующим мелкими ржавыми глазками и ржавыми полосами. На глубине 20—30 см снова заметны потемнение и сизый металлический блеск. Характерный признак избыточного увлажнения и восстановительных процессов...»

Подобные же кислые, светлые альпийские (сазовые) почвы с признаками оглеения описывает Неуструев на вершинах Каратау и Таласского Алатау. Неуструев (18), первый из исследователей горных областей отмечает несоответствие большого процента гумуса, содержащегося в этих почвах, со сравнительно светлой окраской их. Совершенно правильно автор отмечает сходство этой почвы с горно-луговой почвой, описанной Богословским (7) на горе Пилатус, и одновременно отличие ее от горно-луговых почв, развитых на плато Крымской яйлы.[1] Теперь, когда накопилось уже достаточно данных о горно-луговых почвах, можно говорить с большей достоверностью о действительно имеющемся различии между горно-луговыми почвами яйлы, которые относятся к разности субальпийских черноземовидных горно-луговых почв, и высокогорными почвами, описанными Неуструевым под названием только что упомянутых «сазовых» почв; последние следует, повидимому, отнести к группе кислых альпийских почв. (И в том, и в другом случае почвы развиты на известняках). Субальпийские почвы Тянь-шаня подробно описаны Л. И. Прасоловым (21). Почвы, выделенные Прасоловым под названием «выщелоченных постоянно влажных лугов», повидимому, генетически относятся к группе черноземовидных субальпийских почв.

Высокогорные почвы центральной Азии требуют еще дополнительных аналитических определений хотя бы состава обменных оснований и реакции почв, на основании которых можно было бы легче судить о генетическом типе почвообразования. В генезисе черноземовидных горно-луговых почв, описанных Прасоловым (21) в центральном Тянь-шане и его отрогах, обращает на себя внимание наличие, по указанию автора, следов д е г р а д а ц и и (21, 22). Почвы с признаками деградации развиты на высоких предгорных плато и, повидимому, генетически близко связаны с простирающимися ниже черноземами.

К той же генетической группе, вероятно, относятся и черноземовидные почвы субальпийских прерий, описанные Прасоловым в юго-западной части центрального Тянь-шаня. Эта разность почв отличается от ранее описанных нами горно-луговых почв наличием ясно выраженного карбонатного, иллювиального горизонта в виде псевдомицелия; глубина вскипания в них колеблется от 35 до 80 см. Ниже их по рельефу распространены темно-бурые суглинки с горизонтом вскипания 40—45 см от поверхности, кото-

[1] И в том и в другом случае почвы развиты на известняках.

рые являются переходными к степным светлокаштановым почвам. На основании географического положения их в вертикальном ряду, морфологии и имеющихся аналитических данных, эти разности черноземных почв Тянь-шаня правильнее отнести не к горно-луговым, а к высокогорным, субальпийским, с т е п н ы м карбонатным почвам. Количество гумуса и падение его по профилю в них типично для черноземов, но в некоторых случаях в верхних горизонтах содержание гумуса превосходит таковое в черноземах (разр. 35 Л. Прасолова, там же), доходя до 19.5% (Бугулган, северный склон). Возможно, что данный разрез, расположенный на склоне северной экспозиции на высоте 3004 м, относится уже к кислому субальпийскому типу почв; имеющиеся данные недостаточны, чтобы можно было в этом убедиться.

Более подробных аналитических сведений, дающих возможность судить о генетических отличиях черноземов прерий от черноземов равнин, в нашем распоряжении нет. Вообще, вопрос о горно-степных почвах остается еще неясным. Высокогорные степные почвы, развитые в различных географических областях в континентальном климате — высокогорные черноземы, высокогорные каштановые и высокогорные сероземы, — требуют дальнейшего исследования. Несмотря на значительную высоту, на которой они встречаются, и на присутствие в растительном их покрове альпийской и субальпийской флоры, мы предлагаем выделить их, в интересах четкости генетической классификации, в совершенно самостоятельную обширную генетическую группу «высокогорных степных почв». Как видим, эта группа почв отличается от остальных высокогорных почв существенными признаками, свойственными степным почвам (наличие иллювиальных карбонатных горизонтов), несмотря на некоторые отклонения от свойств последних в морфологии и химизме (в зависимости от ландшафта — черноземным и предчерноземным), одним из главнейших которых является наличие карбонатных иллювиальных горизонтов в пределах почвенного профиля.

Высокогорные степные почвы получают свое максимальное развитие на склонах южной экспозиции Тянь-шаня. Они поднимаются здесь до вечных снегов и ледников. Только на небольших водораздельных площадках, увлажненных летом от таяния снегов, развиты здесь (на известняках) выщелоченные, сравнительно светлые альпийские почвы. В остальных случаях смешанная альпийско-степная и субальпийско-степная растительность покрывает на южных скасах высокогорные степные, с карбонатными горизонтами, черноземные и каштановые почвы. Известно, что в отрогах центрального Тянь-шаня, в условиях котловинно-долинного ландшафта, даже на высоте 3000 м над уровнем моря можно встретить не только почвы сухих степей и полупустынь, но и солончаковатые почвы и типичные солончаки. В нашем распоряжении нет в настоящее время достаточных аналитических данных для характеристики этих высокогорных засоленных степных разностей почв. Характеристике их посвящается специальная работа Р. И. Аболина о высокогорных почвах Тянь-шаня. Таким образом, несмотря на степной характер высокогорных почв Монголии на границе

с Гоби, оказывается, что в пределах Средней, а тем более Центральной Азии континентальность в высокогорных почвах проявляется в еще более резких формах. Субальпийские выщелоченные почвы в некоторых случаях всецело заменяются здесь карбонатными, степными почвами.

Наконец, в наиболее резко выраженных континентальных областях, например, на склонах Тянь-шаня, обращенных к Кашгарии (Аболин), и на южных экспозициях Малой Азии в Турции (Жуковский, 11) почвы не дифференцируются по высотам, а представляют собой однообразные образования. Неразвитые грубощебенчатые почвы покрывают склоны на всем их протяжении — от подножия до самых вершин высоких водоразделов. Полное отсутствие проявления вертикальной зональности в данном случае объясняется чрезмерной континентальностью и крайней степенью выраженности солярного выветривания, сближающего эти почвы, несмотря на различие температурного режима, с арктическими холодными горными пустынями. Действительно, подобно тому, как при движении на юг и вглубь континента, так и при движении на крайний север наблюдается постепенное выклинивание разнообразия почвенных типов в вертикальных рядах.

В северных горных областях Сибири типичные субальпийские и альпийские почвы выклиниваются; лесные почвы склонов непосредственно сменяются гольцово-торфяными и сухими гольцово-тундровыми почвами.

Гольцово-тундровые почвы от описанных альпийских отличаются еще большей сухостью и маломощностью, переходя на самых водоразделах в сплошные каменистые россыпи, в некоторых случаях без всяких признаков почвообразования. Голые россыпи твердых метаморфических пород, покрывающие сплошным плащем поверхность реликтовых пенепленов, сохранившихся на водоразделах горных областей Сибири, являются продуктами разрушения, происходящего под влиянием морозного выветривания (Яблоновый хребет, Кентей, Саяны и северные районы Забайкалья). В арктических же областях горно-тундровые почвы и россыпи имеют еще большее распространение, покрывая там, где не развиты леса, все склоны от вершин до подножия.

IV. Главнейшие выводы

Распределение высокогорных почв и вертикальные ряды

Все перечисленные высокогорные почвы, начиная от альпийских, субальпийских и кончая степными, нами охарактеризованы выше только на примерах почв элювиального ряда. Понятно, что подобные же изменения должны претерпевать также и почвы «болотно-солончакового ряда», т. е. почвы, формирующиеся в большинстве случаев в понижениях и депрессиях, в условиях избыточного грунтового увлажнения.

В пределах болотно-солончакового ряда, среди высокогорных почв можно различать, в зависимости от континентальности климата, иловато-

болотные, торфяно-болотные, луговые, солончаковатые почвы и солончаки.

Размер статьи не позволяет нам останавливаться на характеристике их, хотя некоторые данные в этом отношении уже имеются в литературе; мы также не имеем возможности в силу этого обрисовать условия развития высокогорных болотных и солончаковых почв, их связь и комбинации с различными разностями высокогорных почв элювиального ряда.

Из приведенного чрезвычайно краткого описания распределения высокогорных почв вытекает, что вертикальные ряды неодинаковы для различных горных областей. Если в горных районах различных географических областей и встречаются генетически однородные разности высокогорных почв, появление их связано с совершенно разными высотными отметками, а иногда и с существенно различными ландшафтными условиями. Поэтому для сравнения между собой высокогорных почв из разных районов и объяснения их генезиса необходимо, если нет возможности учитывать особенности каждого ландшафта в отдельности, хотя бы принимать во внимание своеобразие вертикального ряда, генетическим звеном которого данная почва является. Во всяком случае, при отождествлении или проведении аналогии между отдельными разностями высокогорных почв не следует руководствоваться только высотой их положения над уровнем моря. Считаем необходимым пояснить, что под термином «вертикальные ряды почв» и «вертикальная зональность» мы понимаем закономерное чередование почв, в зависимости от высоты над уровнем моря, при однородных ландшафтных условиях (элементы рельефа, породы, экспозиция). При таком понимании понятно, что явление, распространенное в горах, особенно в континентальных областях, известное в литературе под названием «инверсия почв» или «инверсия зон», не противоречит по существу вертикальной зональности. С этой точки зрения термин «инверсия зон» не является удачным, как затемняющий сущность явлений. Скорее можно остановиться на названии «инверсия почв» — до подыскания лучшего выражения для указанного явления. «Инверсия почв» есть результат проявления пестроты почвенного покрова, зависящей от конфигурации гор и других геоморфологических условий ландшафта, не исключающей закономерности изменения почв в зависимости от высоты над уровнем моря, как это склонны рассматривать некоторые авторы (5). Классическим примером одновременного сочетания инверсии почв и вертикальной зональности может служить почвенный покров Крымской яйлы. Склоны Крымской яйлы, как известно, покрыты лесными почвами (буроземами), в то время, как выше их на плато (6) распространены на низких яйлах черноземы (инверсия почв). Однако, если проследить изменение почвенного покрова и растительности в пределах однородных элементов ландшафта (плато или склонов), то вертикальная зональность отчетливо проявляется с изменением высоты над уровнем моря. На плато это изменение выражается в том, что на более высоких участках яйлы черноземы сменяются черноземовидными, лугово-степными почвами, а выше—черноземовидными, горно-луговыми. В пределах склонов также наблюдается закономерное

чередование почв без явления инверсии; темные буроземы сменяются светлыми, а на более высоких яйлах появляются субальпийские формации хвойного леса.

Наибольшего многообразия вертикальные ряды почв достигают в умеренно-континентальных областях, где наиболее полно представлено разнообразие среди субальпийских и альпийских почв. Чем больше отклоняется общегеографическая обстановка, в которой развиты горные области, от умеренных континентальных условий, тем меньше разностей почв встречается в вертикальных рядах и, в частности, в почвах высокогорных зон.

Рассматривая географическую среду, как результат комплекса разнообразных процессов, составной частью которого является и почвообразование, станет понятным, какое большое значение имеет для объяснения генезиса почв изучение среды, в которой они формируются.

При объяснении генезиса той или иной высокогорной почвы приходится учитывать не только местные географические особенности данного ландшафта, но как уже отмечено выше, и обстоятельства более широкого масштаба, как-то: особенности строения всего континента, в частности, его конфигурацию, местоположение данного горного массива на континенте, морфогенез горной группы, связь ее с прилегающими географическими областями, историю развития поверхности, денудацию и пр., и связанный со всем этим возраст почв.

Ставя своей целью в данной работе осветить генезис высокогорных почв на основании накопившегося аналитического материала, мы стремились вместе с тем выявить закономерность изменения почвенного покрова, в зависимости от высоты над уровнем моря, для горных районов различных географических областей (вертикальные ряды почв).

Размеры статьи не позволили нам со всей полнотой представить имеющийся в литературе фактический материал. Мы не остановились на интереснейшем моменте влияния геоморфологических условий и воздействия человека на изменение почв в горных областях, что чрезвычайно расширило бы настоящую работу. В силу этого же обстоятельства остались не использованными собранные нами данные по генезису высокогорных почв, развитых на известняках, характеристика которых затронута лишь попутно. Следует еще раз констатировать, что среди высокогорных почв можно встретить самые разнообразные почвы, начиная от светлых кислых разностей альпийских и субальпийских почв, черноземовидных луговых почв до высокогорных степных карбонатных почв и типичных солончаков.

Если альпийские и субальпийские почвы со всеми многочисленными вариациями их объединяются нами в одну обширную группу кислых и слабокислых, но всегда выщелоченных почв, то описанные выше высокогорные почвы Тянь-шаня, отличающиеся наличием карбонатных иллювиальных горизонтов и заметно меньшей гумусностью, чем горно-луговые первой группы, следует выделить, как нам кажется, в совершенно особую генетическую группу высокогорных степных почв, несмотря на значительную абсолютную высоту, на которой они развиты, и растительность, покрывающую их, включающую иногда в значительном количестве субальпийские и даже альпийские формы.

Схематическая генетическая группировка высокогорных почв

Исследования последнего времени дали возможность приближенно характеризовать состав обменных оснований и актуальную кислотность в высокогорных почвах кислого ряда. Что касается гумуса, то данные о количестве гумуса в высокогорных почвах начали появляться в литературе еще с конца прошлого века. Однако, они являются наименее надежными цифрами для генетической характеристики, так как определение гумуса производилось различными авторами разными способами и с различной степенью отбора корешков. Это дает, понятно, несравнимые между собою данные, так как полученные цифры отличаются большой амплитудой колебания. Так, например, для альпийских почв богатых грубым гумусом, содержание гумуса, по сведениям различных авторов, колеблется от 10 до 70%.

В цифрах гумуса, приведенных в сводных таблицах мы воспользовались почти исключительно данными, полученными за последнее 10-летие в лаборатории Почвенного института Академии Наук. Хотя мы и пользовались данными гумуса из ранее опубликованных работ, но основываться на них для характеристики сделанных нами группировок было затруднительно еще и потому, что они не сопровождались другими определениями, как-то — актуальной кислотности и обменных оснований, которые легли в основу приведенной группировки почв. То же можно сказать и относительно водных вытяжек, данных которых мы в этой краткой работе, так же как и данных механического анализа, не приводим вовсе. Если состав обменных оснований в поглощающем комплексе, который взят нами в основу суждений, может служить указанием на характер почвообразовательных процессов, то для суждения о процессах выветривания этих данных далеко не достаточно.

К сожалению, в нашем распоряжении нет также систематических валовых анализов и определений минералогического состава коллоидальной фракции для высокогорных почв. Это является очередной задачей в изучении генезиса их. Но уже и те сведения, которые имеются, указывают на чрезвычайно интересные особенности выветривания в альпийских областях, приводящие, казалось бы, к обеднению почв SiO_2 и относительному обогащению R_2O_3.

На основании вышеприведенных данных и химических анализов, частично представленных нами в прилагаемых сводных таблицах, можно сделать сравнительные выводы о некоторых генетических свойствах высокогорных почв; с этой целью разрешаем себе в самых кратких словах, повторить указанные при описании особенности выделенных генетических групп. Сравнение будет производиться: 1) с точки зрения условий

образования и накопления органического вещества в почвах, для чего могут быть использованы накопившиеся уже цифры определения гумуса и актуальной кислотности, как показателя среды, в которой накопление происходит; 2) также на основании косвенного суждения о характере коллоидальной части почвы по данным состава обменных оснований и 3) интенсивности проявления процессов почвообразования в различных генетических группах почв.

Наибольшее относительное накопление грубого гумуса в высокогорных почвах проявляется в примитивных дерново-торфянистых почвах альпийских ковров. Они обладают резкокислой актуальной реакцией (pH ниже 5), являющейся, по всей вероятности, результатом постоянного промывания почв почти стерильными атмосферными осадками, частыми дождями и водами от таяния снега. Но данная реакция почвенного раствора ведет, повидимому, к растворению железа даже на первых стадиях почвообразования и выветривания. Однако, резкая смена метеорологических условий в альпийской области, где выпадение осадков сменяется иссушающими ветрами и сильнейшей инсоляцией, при условии щебенчатости почв, способствующей хорошей аэрации, приводит к тому, что значительная часть освобождающегося железа не выносится за пределы почвы, а фиксируется недалеко от места своего выпадения. Соединения железа придают буроватую, а иногда рыжеватую окраску поддерновым горизонтам маломощных почв альпийских ковров. Емкость поглощения в них относительно высока только в дерновых горизонтах; уже на незначительной глубине (10 см) от поверхности она резко падает. Почвы альпийских ковров являются наиболее молодыми в высокогорных условиях. Геологические процессы химического выветривания в них выражены еще слабо. Над ними господствуют процессы накопления органического вещества, связанные с растительным миром, т. е. типично почвенные процессы, входящие в малый круговорот веществ.

Недалеко от почв альпийских ковров по своему генетическому облику отстоят и альпийские почвы горных лугов. Как и в почвах альпийских ковров, емкость поглощения в них заметно падает с глубиной, что говорит о незначительном еще содержании в почве коллоидальной фракции; актуальная реакция в альпийских горно-луговых почвах менее кислая, чем в почвах альпийских ковров, но в отличие от последних, как уже было сказано, альпийские горно-луговые почвы более мощны и более дифференцированы на горизонты. Наибольшая ненасыщенность в них проявляется уже не в верхних горизонтах, а на некоторой глубине. Нейтрализацией реакции в верхних горизонтах, повидимому, объясняется процесс вторичной аккумуляции веществ в дерновых горизонтах. Количество обменного водорода в альпийских горно-луговых почвах колеблется от 60 до 70% (в наиболее ненасыщенных частях профиля). Альпийские горно-луговые почвы имеют, как правило, сравнительно светлую окраску, обычно сизовато-бурых оттенков. Среди субальпийских почв, которые отличаются от альпийских почв еще большей развитостью почвообразовательных процессов, выделены нами две крупных генетических группы:

1) группа с ясно ненасыщенным поглощающим комплексом и

2) группа выщелоченных [невскипающих] почв, но с насыщенным поглощающим комплексом.

Группа субальпийских почв с ненасыщенным поглощающим комплексом объединяет собой почвы субальпийской лесной полосы, субальпийских кустарников и субальпийских горных лугов и ковров. Субальпийские горно-луговые почвы, если исключить из них так называемые вторичные горно-луговые почвы, вышедшие из-под леса, распадаются, в свою очередь, на две даже морфологически достаточно резко выделяющиеся подгруппы: 1) сравнительно светлые горно-луговые почвы, сходные по габитусу с альпийскими горно-луговыми почвами, и 2) черноземовидные почвы. Крайние представители этих двух подгрупп, — первая из которых нередко упоминается в литературе под названием «бурых», «серо-коричневых», «дерново-серых», «дерново-коричневых» почв и пр., — имеют между собой все стадии перехода, почему среди первой подгруппы можно выделять также более светлые и более темные разности, но нами такое подразделение из-за недостатка химических данных не произведено. Мы объединяем обе разности условно в подгруппу «светлых субальпийских» почв, в отличие от «черноземовидных». Как видно из табл. 2 (стр. 348—352), все субальпийские ненасыщенные почвы, в том числе и лесные, как-будто довольно близки между собой по содержанию гумуса.

Имеющиеся в нашем распоряжении дополнительные многочисленные анализы, проработанные нами по методу вариационных кривых и выраженные кривыми изменениями количества гумуса по профилю, позволили констатировать некоторое различие в них. Наиболее характерной цифрой гумуса для черноземовидных (ненасыщенных) горно-луговых почв, является 13—17% гумуса, чем они отличаются как от светлых альпийских, сравнительно обедненных гумусом, так и от черноземовидных (насыщенных), лугово-степных почв. Падение гумуса с глубиной в черноземовидных горно-луговых происходит медленнее, чем в светлых разностях субальпийских горно-луговых почв, что говорит о большем накоплении органических веществ по всей толще черноземовидных почв и о равномерном распределении их. Что касается актуальной реакции, при которой происходит накопление гумуса, то значительной количественной разницы в этом отношении между светлыми и черноземовидными горнолуговыми почвами не наблюдается, хотя все же разница имеется. В светлых горно-луговых почвах pH колеблется от 4—5 до 6.0, причем обычно до 6 не доходит, а в черноземовидных горно-луговых pH равное 6 — явление частое, и величина pH колеблется в пределах профиля, по нашим данным, от 5.3 до 6.3.[1]

[1] Наиболее кислыми среди субальпийских почв являются почвы торфянистые под рододендронами и в некоторых случаях субальпийские лесные или вышедшие из-под леса почвы. Эти почвы показывают также и более резкое падение по профилю количества гумуса и емкости поглощения.

Более кислой актуальной реакции светлых горно-луговых почв соответствует и большая ненасыщенность их, по сравнению с черноземовидными горно-луговыми почвами. Ненасыщенность в светлых горно-луговых почвах превышает также таковую и в альпийских. В средних горизонтах профиля (в нижней части гумусового и в подгумусовом горизонте) количество обменного водорода доходит до 90% от емкости поглощения, в то время как в альпийских — при более кислой актуальной реакции — оно не превышает 70%.

Такое явление можно рассматривать, как результат большей развитости почвенного профиля субальпийских почв. Основными же отличиями субальпийских почв от альпийских является, во-первых, их емкость поглощения, равная 30—40 м.-экв., т. е. значительно превышающая таковую альпийских почв, и, во-вторых, более равномерное распределение по профилю коллоидальной фракции. Этот факт также можно рассматривать, как доказательство проявления более зрелой стадии почвообразования в субальпийских почвах, что подтверждается и общей физико-географической обстановкой, в которой находятся те и другие почвы, о чем говорилось нами и раньше (история развития рельефа, т. е. более ранний выход субальпийского пояса из области оледенения и более спокойные формы рельефа его, выработанные уже в этом поясе к настоящему моменту). Именно в субальпийских почвах, по цифрам валового анализа, начинают наблюдаться наличие некоторого передвижения железа и обеднение им средних почвенных горизонтов. Однако, аккумуляция обменного кальция и магния [1] в дерновых горизонтах, характерная для альпийских почв, в полной мере сохраняется и в генетическом профиле субальпийских почв. На породах, бедных карбонатами, содержание обменных Ca+Mg, в дерновых горизонтах доходит до 50%, а на породах, обогащенных карбонатами (как, например, третичные песчаники), оно повышается даже в светлых горно-луговых почвах до 95%.

В черноземовидных, горно-луговых почвах явление аккумуляции получает еще более резкое выражение на бескарбонатных породах; содержание обменных Ca+Mg доходит в поверхностных горизонтах до 80%, а на обогащенных карбонатами породах (песчаниках Крымской яйлы) они составляют в дерновых горизонтах уже 100% от емкости. Такова картина для верхних горизонтов черноземовидных, горно-луговых почв. В нижележащих же горизонтах, на глубине 40—45 см резко проявляется ненасыщенность их, хотя и уступающая таковой светлых горно-луговых, но доходящая до 60% от емкости. Интересно отметить факт, что емкость поглощения в черноземовидных горно-луговых почвах меньше, чем емкость в светлых субальпийских горно-луговых почвах.

Чрезвычайно отчетливо по перечисленным выше признакам выделяется также и группа субальпийских насыщенных почв (выщелоченных). Среди них мы различаем подгруппы черноземовидных и каштановидных, лугово-степных почв. Если для черноземовидных горно-луговых (ненасыщенных)

[1] Определение обменных щелочных металлов, к сожалению, не было произведено.

характерной цифрой содержания гумуса является 14—15—17%, то для черноземовидных лугово-степных насыщенных почв оно, по нашим и литературным данным, не превышает 11—12%. Интересно, что ход изменения количества гумуса по профилю (кривая падения его) в черноземовидных лугово-степных почвах сходна с кривой для светлых альпийских почв.

Несмотря, однако, на цифровое количественное сходство в содержании гумуса, качественное различие гумуса в альпийских и черноземовидных лугово-степных почвах, достаточно резкое. Это выражается как морфологически, — в первом случае светлая, во втором — интенсивная, желтая окраска, — так, очевидно, и в химических свойствах образующихся органических веществ, распад которых в первом случае происходит в явнокислой среде, во втором, несмотря на их выщелоченность, при нейтральной или близко к нейтральной актуальной реакции.

Основной особенностью этих почв, отличающей их от ранее описанных субальпийских и альпийских, является полнейшее отсутствие в них обменного водорода. Несмотря на это, и в них повторяется основная картина, столь характерная для горно-луговых почв, а именно: аккумуляция обменного кальция в верхних горизонтах и иногда заметное обеднение ими нижележащих. В выщелоченных каштановидных горных лугово-степных почвах еще резче сказывается приближение их по генезису к степным почвам. Количество гумуса снижается в них до 6.4, а в некоторых случаях до 3.5%,

Актуальная реакция в них еще ближе к нейтральной, чем в черноземовидных лугово-степных почвах, причем она делается нейтральной в нижних горизонтах, доходя до 7.3. Так же как и черноземновидные лугово-степные почвы, они насыщены, причем обеднение нижних горизонтов обменным кальцием или совсем не проявляется или проявляется слабее. Примыкая по генезису к каштановым почвам, они отличаются от последних выщелоченностью (полнейшим отсутствием иллювиальных карбонатных горизонтов) и общей физико-географической обстановкой их развития. По сравнению с другими субальпийскими почвами, в них заметно проявляется уже как бы затухание интенсивности почвообразовательных процессов. Об этом говорит и емкость поглощения (содержание коллоидальной фракции), которая в них так же как и в насыщенных черноземовидных лугово-степных почвах, заметно ниже 15—25 м.-экв., чем в ненасыщенных субальпийских почвах.

Разобранные анализы являются еще, понятно, недостаточными для исчерпывающего суждения о генезисе высокогорных почв, из приведенного краткого заключительного обзора видно, что п р е д е л ы р а з н о о б р а з и я высокогорных почв широки и в некоторой степени аналогичны изменению почв на равнинах. Однако, сходство лишь отдаленное. Во всех случаях путь развития процессов почвообразования в высокогорных почвах своеобразный, отвечающий своеобразию условий, в которых почва развивается, приводящему к проявлению самостоятельных и новых форм почвообразования, незнакомых для условий равнин. К приближенной систематической характеристике форм мы старались подойти в настоящей

работе. Мы отдаем себе полный отчет в неполноте имеющихся данных для исчерпывающего суждения о генезисе высокогорных почв.

В аналитических данных, которые приводятся для почв на бескарбонатных материнских породах, в прилагаемой схеме обозначены: 1) цифры гумуса для верхних горизонтов почв (наиболее низкий и наиболее высокий процент), 2) актуальная кислотность (pH) для верхних горизонтов, 3) емкость поглощения — преимущественно для верхних горизонтов, 4) ненасыщенность (обменный водород) — максимальная цифра в генетическом профиле.

Изменение указанных величин по профилю почв, на основании которых выделены группы, показано в прилагаемых сводных таблицах (табл. 1, 2 и 3).

СХЕМА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ГРУППИРОВКИ ВЫСОКОГОРНЫХ ПОЧВ

А. Высокогорные почвы элювиального ряда

I. Альпийские почвы кислые, ненасыщенные

1. Маломощные щебенчатые почвы альпийских ковров (гумус — около 15%, pH — около 50, емкость поглощения 20 м.-экв., обменного водорода H до 60% от емкости).

2. Светлые альпийские горно-луговые почвы (гумус =11%, pH =5.5, H до 70%).

II. Субальпийские почвы

a) Субальпийские ненасыщенные почвы.

1. Светлые субальпийские горно-луговые (гумус — 14—17%, pH — от 5.0 до 6.0, емкость от 30 до 40 м.-экв., H до 90%).

2. Дерновые коричневые почвы субальпийских ковров.

3. Субальпийские темноцветные торфянистые под рододендронами (pH =4.5, емкость около 15 м.-экв., обменного водорода H. = до 80%).

4. Субальпийские лесные (pH—5. 0—6. 0, H =до 60%).

5. Субальпийские черноземовидные горно-луговые (гумус 10—15%, pH =5.5—6.0, емкость =около 25 м-экв., H =30—60%).

b) Субальпийские насыщенные, но выщелоченные почвы.

1. Черноземовидные лугово-степные (гумус 9—11%; pH—6.5—7.0; емкость — 20—25 м.-экв., H =0—7%).

2. Каштанововидные лугово-степные (pH =около 7.0; емкость 15—25, H — нет).

III. Высокогорные степные почвы (карбонатные)

1. Субальпийские черноземы.
2. Субальпийские каштановые — H — нет.
3. Субальпийские сероземы. — состав обменных оснований (?)

В. Высокогорные почвы болотно-солончакового ряда

1. Альпийские кислые, с признаками заболачивания.

2. Высокогорные, солончаковатые почвы и солончаки.

Таблица 1

Table 1

Валовой состав минеральной части высокогорных почв

Total composition of the mineral part of highland soils

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровнем моря Locality and hight above sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
I. Альпийские почвы				Alpine soils								
44 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая горно-луговая на невскипающих сланцах Light-coloured mountain-meadow soil on non-effervescing schists	Главный Кавказский хребет Main Caucasian ridge 3000 м (m)	0—2 2—7 12—17 40—45 порода parent rock	68.3 65.6 74.0 73.9 80.0	15.1 14.5 15.3 15.2 12.2	7.4 8.2 7.7 7.5 3.3	1.1 1.3 0.9 0.7 0.7	0.9 1.6 1.4 1.5 0.9	— — — — —	— — — — —	7.7 7.6 8.2 8.3 11.2	24.8 21.2 25.3 26.0 61.5
238 А. А. Завалишин A. A. Zavalishin	Светлая горно-луговая на андезитах Light-coloured mountain-meadow soil on andesites	Армения Armenia около / about 3000 м (m)	7—20 порода parent rock	53.1 66.7	26.4 19.9	11.1 4.5	2.8 3.1	1.8 1.4	— —	— —	3.4 5.6	12.7 39.6
39 С. А. Захаров S. A. Zakharov	Горно-луговая на авгитовом андезите Mountain-meadow soil on augite-andesite	Малый Кавказ, гора Цхра-цкаро-сери Minor Caucasus peak Tskhara-Tskaro-seri около / about 2500 м (m)	0—3 3—8 8—15 15—27 25—40 40—60 порода parent rock	61.4 52.3 61.5 69.9 61.1 61.2 60.6	25.9 18.6 24.6 24.4 25.1 31.2 не определ. non determ.	9.2 7.2 8.0 8.6 6.6	не определ. non determ. 3.6 3.4 3.1 2.7 3.2 2.4	2.6 2.9 3.8 2.7 2.1 2.3	не определ. non determ. 1.6 1.6 1.7 2.0 2.4 2.5	1.6 1.7 1.9 2.0 2.9 не опр. non. det.	— — — — — —	— — — — — —
118 С. А. Захаров S. A. Zakharov	Горно-луговая Mountain-meadow soil	Вершина Имеретинского хребта Summit of Immeretin ridge 2300 м (m)	0—10 10—25 30—45 45—55 55—70	53.4 54.0 53.5 52.8 63.4	23.1 22.6 24.8 24.1 22.1	11.1 11.6 12.2 11.3 8.7	4.2 2.7 2.5 2.7 2.4	4.1 3.9 4.6 5.0 3.7	3.2 3.9 2.5 3.6 5.0	2.9 3.1 2.5 3.1 2.9	3.8 4.1 3.7 3.7 4.7	14.8 15.0 14.8 14.6 21.2

Продолжение табл. 1

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровнем моря Locality and hight above sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
II. Субальпийские почвы				**Subalpine soils**								
6 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Серая, горно-луговая на песчаниках Grey mountain-meadow soil on sandstones	Юго-Осетия Southern Ossetia 2100 м (m)	0—5 7—12 25—30 100—115	73.6 73.1 73.1 68.7	15.6 15.8 16.3 16.8	6.3 6.3 6.6 7.3	0.9 0.6 0.4 0.6	1.8 1.7 1.7 2.5	— — — —	— — — —	8.1 7.9 7.6 6.7	31.2 31.1 29.0 24.0
285 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая горно-луговая на глинистом элювии известняков Light-coloured mountain-meadow soil on the argilaceous eluvium of limestones	Юго-Осетия Southern Ossetia 2300 м (m)	0—2 4—9 20—25 45—50 105—110	68.7 71.0 67.2 69.8 69.0	12.6 14.0 14.6 14.6 15.6	9.0 8.8 7.5 6.8 6.6	1.8 2.1 1.9 1.3 1.0	1.7 2.3 1.4 1.5 1.6	— — — — —	— — — — —	9.3 8.6 7.8 8.1 7.4	20.2 21.4 24.1 27.3 27.9
85 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Субальпийская, выщелоченная каштановидная Subalpine, leached, chestnutlike soil	Монголия, Хангай Mongolia, Khangai 2800 м (m)	0—4 10—15 35—40 65—70 порода parent rock	60.3 61.3 62.4 60.7 63.9	19.1 17.6 20.3 19.2 18.8	5.9 6.3 2.7 3.9 3.7	2.3 2.3 2.1 2.2 1.7	1.4 1.4 1.4 1.2 1.3	— — — — —	— — — — —	5.3 6.0 5.2 5.3 5.8	27.9 26.1 65.0 42.0 46.0
III. Высокогорная лесная почва				**Highland forest soil**								
М. В. Сенстиус M. W Sensthius	Высокогорная, лесная Highland forest soil	Остров Ява, гора Лаву Java island, mountain Lavou 2800 м (m)	0—30 50—75	60.2 62.4	18.3 17.3	9.6 9.2	3,9 2.6	1.9 1.6	— —	— —	5.6 6.1	16.7 20.8

Примечание. 1. Аналитик Галунова
2. Анализы производственной лаборатории Почвенного института Академии Наук СССР

Таблица 2

Table 2

Количество гумуса и актуальная кислотность высокогорных почв

Humus content and actual acidity of highland soils

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровнем моря Locality and height above the sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	Гумус Humus	pH
		I. Альпийские почвы			
36 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Маломощная почва под альпийским ковром на невскипающих сланцах Thin soil layer under alpine carpet on non-effervescing schists	Главный Кавказский хребет, Юго-Осетия Main Caucasian ridge Southern Ossetia	0—8 8—16	14.3 9.3	4.7 4.7
116 А. А. Завалишин A. A. Zavalishin	Торфянисто-щебневатая почва Peaty stony soil	Армения, вершина горы Алла-Гелар Armenia, summit of mountain Allagellar около / about 3000 м (m)	0—5 55—60	9.7 2.0	4.5 4.7
39 С. А. Захаров S. A. Zakharov	Торфянистая почва под альпийским ковром Peaty soil under alpine carpet	Малый Кавказ, г. Цхра-цкаро-сери Minor Caucasus peak Tskhra-Tskaro-seri около / about 2500 м (m)	0—3 3—8 8—15 15—27 27—40 40—60	40.1 30.6 25.3 22.3 8.4 6.6	не опр. non det. » » » » » » » » » »
44 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая горно-луговая на бескарбонатных сланцах Ligth coloured mountain-meadow soil on non-calcareous schists	Юго-Осетия Southern Ossetia 3000 м (m)	0—2 2—7 12—17 40—45	11.0 7.8 4.5 2.1	5.7 5.2 5.4 5.3
118 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Горнолуговая под альпийским лугом Mountain-meadow soil under alpine meadow	Имеретинский хребет Imeretin ridge около / about 2300 м (m)	0—10 10—20 30—45 45—55 55—70	25.2 14.0 4.4 1.7 0.9	не опр. non det. » » » » » » » »
61 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Горнолуговая на кварц-биотитовых сланцах Mountain-meadow soil on quartzbiotite schists	Монголия Mongolia 2800 м (m)	0—5 15—20 30—35 60—65	12.8 6.3 5.2 1.0	5.7 5.6 5.4 5.6
17 Н. Н. Соколов N. N. Sokolov	Горно-луговая с признаками оглеения Mountain-meadow soil with traces of gleying	Юго-Осетия, оз. Кель Southern Ossetia Kel-lake 2920 м (m)	0—12 30—40 55—65 90—100 100—120	10.7 2.9 2.3 0.6 0.5	5.2 5.7 не опр. non det. 5.8 не опр. non det.

Продолжение табл. 2

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровнем моря Locality and height above the sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	Гумус Humus	pH
II. Субальпийские почвы					
а. Ненасыщенные					
61 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая, горно-луговая на песчаниках Light-coloured mountain-meadow soil on sandstones	Юго-Осетия Southern Ossetia около / about 2200 м (m)	0—5 7—12 25—30 100—115	8.2 6.9 4.2 1.3	5.8 5.3 5.3 5.4
31 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая, горно-луговая на серых невскипающих сланцах Light-coloured mountain-meadov soil on grey-non-effervescing schists	Юго-Осетия, главный Кавказский хребет Southern Ossetia Main Caucasian ridge 2000 м (m)	0—5 5—10 19—27 80—85	15.4 7.6 5.0 1.5	5.5 4.7 4.6 5.1
28 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая горно-луговая на невскипающих сланцах Light-colcured mountain-meadow soil ou non-effervescing schists	Юго-Осетия Southern Ossetia	0—3 8—13 18—23 80—85	14.1 8.8 5.0 2.5	6.3 5.9 5.1 5.1
32 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Торфянистая почва под рододендронами Peaty soil under rhododendrons	Юго-Осетия Southern Ossetia 2450 м (m)	0—5 5.7 7—12 42—50	Не разложивш. торф undecomposed peat. 10.4 8.7 4.5	 4.5 4.7 4.1

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровнем моря Locality and height above the sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	Гумус Humus	pH
Subalpine soils					
a. Unsaturated					
215 Н. Н. Дзенс-Литовская N. N. Dzens-Litovskaia	Черноземовидная горно-луговая на порфиритах Chernosem-like, mountain-meadow soil on porphyrites	Юго-Осетия Southern Ossetia около / about 2000 м (m)	0—5 5—10 32—37 57—62	13.8 10.4 5.6 2.6	6.0 6.0 6.1 6.0
17 Л. И. Прасолов L. I. Prasolov	Черноземовидная, горнолуговая Chernozem-like mountain-meadow soil	Джунгарский Алатау Giungarian Alatau	0—11 11—27	11.4 5.4	не опр. non. det. » »
35 Л. И. Прасолов L. I. Prasolov	Черноземовидная субальпийских прерий Chernozem-like of subalpine prairies	Центральный Тянь-шань Central Tian-Shan	4—16 33—42 53—65	19.5 4.4 1.1	не опр. non. det. » » » »
13 А. А. Завалишин A. A. Zavalishin	Черноземовидная горно-луговая Chernozem-like mountain-meadow soil	Армения Armenia 2240 м (m)	5—10 45—54	8.6 не опр. non. det.	5.8 6.8

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровнем моря Locality and height above the sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	Гумус Humus	pH
72 Н. Н. Соколов N. N. Sokolov	Горно-луговая, вышедшая из-под леса Mountain-meadow soil, formerly under forests	Юго-Осетия Southern Ossetia	0—12 17—27 50—60 75—80	14.9 3.4 1.3 не опр. non. det.	4.4 4.6 5.6 7.0
60 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Почва верхней границы леса на кварц-биотитовых сланцах Soil of the upper limit of forest-gromth on quartz-biotite schists	Монголия Mongolia 2500 м (m)	0—5 10—15 20—25 40—45	13.2 10.3 3.4 3.6	5.3 5.1 5.1 5.1
М. В. Сенстиус M. W. Sensthius	Почва верхней границы леса Soil of the upper limit of forestgrowth	Остров Ява Java island 2800 м (m)	0—30 50—75	20.5 4.8	2.0 5.0
55 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Почва верхней границы леса на бескарбонатных сланцах Soil of the upper limit of forestgrowth on non-calcareous schists	Юго-Осетия Southern Ossetia 2100 м (m)	0—5 5—8 10—15 65—70	мертвая подстилка dead bedding 12.2 7.2 0.9	 6.1 6.1 6.1
46 Н. Н. Соколов N. N. Sokolov	Черноземовидная горнолуговая на бескарбонатных сланцах Chernozem-like, mountain-meadow soil on non-calcareous schists	Юго-Осетия Southern Ossetia 2900 м (m)	0—10 15—25 35—45 55—65	13.1 13.1 10.0 6.4	5.6 5.3 5.2 —
43 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Черноземовидная горно-луговая на бескарбонатных сланцах Chernozem-like mountain-meadow soil on non-calcareous schists	Юго-Осетия Southern Ossetia 2200 м (m)	0—5 15—20 35—40 85—90	15.6 11.1 8.1 5.5	6.1 5.6 5.3 6.1

Продолжение табл. 2

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровнем моря Locality and hight above the sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	Гумус Humus	pH
41 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Черноземовидная, горнолуговая на песчаниках Chernozem-like, mountain-meadow soil on sandstones	Крым, яйла Crimea Yiaila mountain ridge 1200 м (m)	0—5 10—15 25—30 40—45 110—120	9.6 7.0 4.4 1.6 0.4	5.8 5.5 не опр. non. det. 5.8 6.3
б. Насыщенные, но выщелоченные b. Saturated bud leached					
35 Б. Б. Полынов B. B. Polynov	Черноземовидная лугово-степная на метаморфических песчаниках Chernozem-like meadow-steppesoil on metamorphic sandstones	Монголия, Джаргаланте Mongolia, Djargalante 1600 м (m)	0—5 5—10 10—15 25—30 40—45	11.3 6.6 3.3 2.3 1.4	6.7 6.3 6.3 6.3 6.6
5 Б. Б. Полынов B. B. Polynov	Черноземовидная лугово-степная на метаморфических песчаниках Chernozem-like meadow-stoppe soil on metamorphic sandstones	Монголия, Джаргаланте Mongolia Djargalante 1600 м (m)	0—5 10—15 25—30 75—80	9.5 5.3 5.2 1.2	7.0 6.6 6.0 6.3
85 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Субальпийская выщелоченная, каштановидная Subalpine leached chestnut-like soil	Монголия Mongolia 2200 м (m)	0—5 10—15 30—35 65—70	5.2 5.5 2.5 1.3	6.7 6.6 7.2 7.3
22 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Субальпийская выщелоченная, каштановидная Subalpine leached chestnut-like soil	Монголия Mongolia 1815 м (m)	0—5 30—35 90—95	4.2 2.5 0.3	6.0 6.5 6.9
136 А. А. Завалишин A. A. Zavalishin	Буро-коричневая Dull-brown coloured soil	Армения, гора Шах-Даг Armenia mountain Shakh-Dag 2440 м (m)	0—5 95—100	6.3 0.3	7.1 7.3

Таблица 3

Table 3

Состав обменных основа

Replaceable bases

ний высокогорных почв

II highland soils

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровн. моря Locality and height above sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	В милли-эквивалентах m.-equiv.			Емкость поглощения по сумме Exchange capacity (after the total of bases)	В % от емкости p. c. of exchange capacity		
				H	Ca	Mg		H	Ca	Mg
I. Альпийские почвы										
				Alpine soils						
36 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Дерново-щебневатая под альпийским ковром на бескарбонатных сланцах Soddy-stony soil under alpine carpet on non-calcareous schists	Юго-Осетия, главный Кавказский хребет Southern Ossetia, Main Caucasian ridge 3100 м (m)	0—8 8—10	14.7 3.9	7.0 3.5		21.7 7.4	67.7 59.4	32.3 40.6	
44 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая, горно-луговая на бескарбонатных сланцах Light-coloured mountain-meadow soil on non-calcareous schists	Юго-Осетия, главный Кавказский хребет Southern Ossetia, Main Caucasian ridge 3100 м (m)	0—2 2—7 12—17 40—45	4.4 6.2 5.4 4.9	10.9 3.3 0.6 0.5	5.5 2.2 1.8 3.5	20.8 11.7 7.8 8.9	21.1 53.7 67.5 54.7	52.4 28.9 8.3 6.2	26.5 17.4 24.2 30.1
17 Н. Н. Соколов N. N. Sokolov	Светлая горно-луговая с признаками оглеения Light-coloured mountain-meadow soil with traces of gleying	Юго-Осетия, оз. Кель Southern Ossetia, Kel-lake 2920 м (m)	0—12 30—40 55—65 90—100 110—120	11.84 3.28 2.70 7.39 10.07	9.90 5.94 4.90 2.85 4.32	0.71 0.79 0.91 0.67 1.33	22.45 10.01 8.51 10.91 15.72	52.75 32.77 31.73 67.74 64.06	44.09 59.34 57.58 26.12 27.48	3.16 7.89 10.69 6.14 8.46
II. Субальпийские почвы										
а. Ненасыщенные				**Subalpine soils**						
				a. Unsaturated						
61 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая горно-луговая на песчаниках Light-coloured mountain-meadow soil on sandstones	Юго-Осетия Southern Ossetia около / about 2200 м (m)	0—5 7—12 25—30 100—115	1.0 9.7 10.3 11.1	21.7 13.8 5.9 11.7	9.8 6.4 3.8 10.2	32.5 29.9 20.0 32.8	3.3 32.0 50.1 34.2	66.6 46.9 29.5 34.9	30.1 21.3 19.0 30.9
31 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая горно-луговая на серых невскипающих сланцах Light-coloured mountain-meadow soil on grey non-effervescing schists	Юго-Осетия, главный Кавказский хребет Southern Ossetia, Main Caucasian ridge 2000 м (m)	0—5 5—10 19—27 80—85	14.2 10.5 0.6 1.3	13.0 4.0 2.0 1.0		27.2 14.5 12.6 2.3	52.0 72.3 78.5 55.8	48.0 27.6 21.5 44.2	

Продолжение табл. 3

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровн. моря Locality and height above sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	В милли-эквивалентах m.-equiv. H	Ca	Mg	Емкость поглощения по сумме Exchange capacity (after the total of bases)	В % от емкости p. c. of exchange capacity H	Ca	Mg
28 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая горно-луговая под рододендронами на серых бескарбонатных сланцах Light-coloured mountain-meadow soil under rhododendrons on grey non-calcareous schists	Юго-Осетия Southern Ossetia около / about 2700 м (m)	0—3 8—13 18—23 80—85	28.4 18.4 12.8 3.2	15.0 3.0 1.5 1.5		43.4 21.4 14.3 4.7	65.4 86.0 89.5 68.0	34.6 14.0 10.5 32.0	
32 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Темноцветная, торфянистая под рододендронами Dark-coloured, peaty soil, under rhododendrons	Юго-Осетия Southern Ossetia 2450 м (m)	0—5 5—7 7—12 42—50	28.2 5.9 9.6 5.7	не опр. non det. 4.5 3.0 1.5		— 12.4 12.6 7.2	не опр. non det. 63.8 76.0 79.3	не опр. non det. 36.2 24.0 21.7	
56 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Горно-лесная почва Mountain-forest soil	Юго-Осетия Southern Ossetia 2100 м (m)	0—5 6—11 45—55	не опр. non det. 6.4 6.7	12.0 4.5 4.5		— 10.9 11.2	не опр. non det. 59.0 59.6	— 41.0 40.4	
37 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Светлая горно-луговая (вторичная), вышедшая из-под леса Light-coloured mountain-meadow soil, secondary, formerly under forest	Юго-Осетия Southern Ossetia 1900 м (m)	0—5 18—23 64—74	21.0 3.1 2.1	18.6 6.2 2.6		39.6 9.3 4.7	53.0 83.0 44.6	47.0 67.0 55.4	
215 Н. Н. Дзенс-Литовская N. N. Dzens-Litovskaia	Черноземовидная горно-луговая на порфиритах Chernozem-like mountain-meadow soil, on porphyrites	Юго-Осетия Southern Ossetia 2000 м (m)	0—5 5—10 32—37 57—62	2.3 4.9 3.3 0.6	13.5 6.1 1.1 1.2	8.8 4.5 1.0 0.6	24.6 15.5 5.4 2.5	21.9 31.7 61.2 24.0	42.8 39.3 20.3 52.0	35.3 29.0 18.5 24.0
46 Н. Н. Соколов N. N. Sokolov	Черноземовидная горно-луговая на бескарбонатных сланцах Chernozem-like mountain-meadow soil on non-calcareous schists	Юго-Осетия, главный Кавказский хребет Southern Ossetia, Main Caucasian ridge 2200 м (m)	0—10 15—25 35—45 55—65	3.2 8.7 8.5 5.8	12.6 12.9 7.1 4.1	2.0 0.9 0.3 2.2	17.8 22.4 16.9 12.1	18.0 38.8 50.5 47.9	70.5 57.4 42.0 33.9	11.5 3.8 7.5 18.2

Продолжение табл. 3

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровн. моря Locality and height above sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	В милли-эквивалентах m.-equiv. H	Ca	Mg	Емкость поглощения по сумме Exchange capacity (after the total of bases)	В % от емкости p. c. of exchange capacity H	Ca	Mg
166 Г. И. Поплавская G. I. Poplavskaia	Черноземовидная горно-луговая на песчаниках Chernozem-like mountain-meadow soil on sandstones	Крым, яйла Crimea, the Yiaila mountain ridge 1250 м (m)	0—20 20—44 50—80 80—90	нет abs. 1.1 1.1 0.5	8.0 6.8 6.0 4.5	8.0 6.8 6.0 4.5	8.0 7.9 7.2 5.0	нет abs. 14.5 16.0 9.5	10.0 85.5 84.0 90.5	
43 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Черноземовидная горно-луговая на бескарбонатных сланцах Chernozem-like mountain-meadow soil on non-calcareous schists	Юго-Осетия Southern Ossetia 2200 м (m)	0—5 15—20 35—40 85—90	3.7 4.5 3.7 1.8	не определ. non determ.					
388 Г. И. Поплавская G. I. Poplavskaia	Черноземовидная горно-луговая на сланцах Chernozem-like mountain-meadow soil on schists	Крым, яйла Crimea, Yiaila mountain ridge	0—10 10—18 20—30	1.1 1.1 1.9	34.1 20.6 21.9		35.2 21.7 23.8	3.2 5.1 7.9	96.08 94.9 92.1	
41 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Черноземовидная горно-луговая на песчаниках Chernozem-like mountain-meadow soil on sandstones	Крым, Гурзуфское седло Crimea, Gurzuf pass 1200 м (m)	0—5 10—15 40—45 110—120	нет abs. » 4.8 нет abs.	21.8 25.4 11.1 16.9		21.1 25.4 15.9 16.9	нет abs. » 30.0 нет abs.	100.0 100.0 70.0 100.0	
	б. Насыщенные, но выщелоченные			b. Saturated but leached						
35 Б. Б. Полынов B. B. Polynov	Черноземовидная лугово-степная на метаморфических песчаниках Chernosem-like meadow-steppe soil on metamorphic sandstones	Монголия, Джаргаланте Mongolia, Djargalante около / about 1800 м (m)	0—5 5—10 25—30 40—45	нет abs. » » »	23.0 12.2 8.5 6.5	3.7 3.4 2.4 3.5	26.7 15.6 10.9 10.0	нет abs. » » »	85.1 78.1 77.2 65.0	14.9 21.9 22.8 35.0

Продолжение табл. 3

№ разреза и автор № of soil profile and name of investigator	Название почвы Soil	Местность и высота над уровн. моря Locality and height above sea level	Глубина образца в см Depth of sample cm	В милли-эквивалентах m.-equiv. H	Ca	Mg	Емкость поглощения по сумме Exchange capacity (after the total of bases)	В % от емкости p. c. of exchange capacity. H	Ca	Mg
5 Б. Б. Полынов B. B. Polynov	Черноземовидная лугово-степная на метаморфических песчаниках Chernozem-like meadow-steppe soil on metamorphic sandstones	Монголия, Джаргаланте Mongolia, Djargalante около / abont 1600 м (m)	0—5 10—15 25—30 75—80	нет abs. » » »	18.1 13.8 9.2 12.4	4.5 7.5 9.8 14.0	22.6 21.3 19.0 26.4	нет abs. » » »	80.0 65.9 48.4 47.3	20 0 34.1 51.6 52.7
82 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Черноземовидная лугово-степная на продуктах выветривания песчаников Chernozem-like meadow-steppe soil on weathering products of sandstones	Монголия, Хангай Mongolia, Khanghai 2000 м (m)	0—5 10—14 18—23 35—40	нет abs. » » »	не определ. non determ. 23.0 19.0 17.5	 5.8 3.7 3.8	— 28.8 22.7 21.3	нет abs. » » »	не определ. non determ. 79.8 83.7 82.4	 20.2 16.3 17.6
85 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Субальпийская выщелоченная каштановидная Subalpine leached chestnut-like soil	Монголия, Хангай Mongolia, Khanghai 2200 м (m)	0—5 10—15 30—35 65—70	нет abs. » » »	15.9 20.7 16.3 16.2	не опр. non det. 6.0 6.1 6.0	— 26.7 22.4 22.2	нет abs. » » »	— 77.8 72.8 73.9	— 22.2 27.2 26.1
122 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Субальпийская выщелоченная каштановидная на граните Subalpine leached chestnut-like soil on granite	Монголия; Предхангайская рассеченная равнина Mongolia, Pre-Khangai dissected plain 1815 м (m)	0—5 30—35 90—95	нет abs. » » »	14.7 11.9 11.9	0.4 0.3 0.3	15.1 12.2 12.2	нет abs. » » »	97.3 97.5 97.5	2.7 2.5 2.5
49 О. Н. Михайловская O. N. Mikhailovskaia	Субальпийская выщелоченная каштановидная на милонитизированном граните Subalpine leached chestnutlike-soil on milonitised granite	Монголия, Хангай Mongolia, Khanghai 1800 м (m)	0—5 7—12 15—20 60—70	нет abs. » » »	14.4 14.9 15.7 15.5	3.9 3.9 3.4 5.4	18.3 18.8 15.1 20.9	нет abs. » » »	78.7 79.2 78.0 73.8	21.3 20.8 22.0 26.2

O. N. MICHAILOVSKAIA

ON THE PROBLEM OF THE HIGH-MOUNTAIN SOILS GENESIS

Summary

In the present work the author advances a genetic grouping of the highland (alpine) soils, based on materials obtained during investigations executed by the author in Mongolia, the Crimea and the Caucasus on behalf of the Soil Institute of the Academy of Sciences of the USSR, as well as on the published data of other authors. The genetical grouping is based on the characteristics of the contents of exchangeable bases and the actual reaction of the different highland soils, and also on the quantity of humus and the morphological aspect of the soils.

An insufficient number of total analyses does not permit to judge more deeply of the nature of weathering processes, proceeding in high regions, but even the small number of data, which could be used, shows the peculiarity of these weathering processes. This question demands a further study.

Besides the genetic characteristics, the author discusses the data in reference to the regularity of the change in highland soils in dependence of the altitude above sea level. The existing data prove, that such a regularity appears everywhere, if soils developed on similar elements of the landscape be compared (elements of relief, parent material); however these changes acquire a rather different expression in high zones of different climatic regions (different vertical series of soils).

A scheme of genetical soil groupings is adjoined to the paper as well as a general table of analytical data on which the grouping is based.

SCHEME OF A GENETICAL GROUPING OF HIGHLAND SOILS

A. Highland soils of the eluvial series

I. Alpine soils (acid, non-saturated)

1. Thin stony soils of alpine carpets (Humus — about 15 p. c., pH — about 5. 0, exchange capacity — 20 m.-equ., replaceable hydrogen up to 60 p. c. of exchange capacity).
2. Light-coloured mountain-meadow soils (Humus — 11 p. c., pH—5.5, H — up to 70 p. c.)

II. Subalpine soils

a) Subalpine non-saturated soils

1. Light-coloured subalpine mountain-meadow soils (Humus — 14 to 17 p. c., pH — from 5.0 to 6.0, exchange capacity — from 30 to 40 m.-equ., H — up to 90 p. c.).

2. Soddy brown soils of subalpine carpets.
3. Dark-coloured subalpine peaty soils under rhododendrons (pH — 4.5, exchange capacity — about 15 m.-equ. H — up to 80 p. c.).
4. Subalpine forest soils (pH — from 5.0 to 6.0, H — up to 60 p. c.).
5. Subalpine chernozem-like mountain-meadow soils (Humus — 10 to 15 p. c., pH — from 5.5 to 6.0, exchange capacity — about 25 m.-equ., H — from 30 to 60 p. c.).

b) Subalpine saturated but leached soils

1. Chernozem-like meadow-steppe soils (Humus — from 9 to 11 p. c., pH — from 6.5 to 7.0; exchange capacity — from 20 to 25 m.-equ.; H — from 0 to 7. p. c.).
2. Chestnut-like meadow-steppe soils (pH — about 7.0; exchange capacity — from 15 to 25 m.-equ.; H — absent.

III. Highland steppe sorils (carbonatic)

1. Subalpine chernozems.
2. Subalpine-chestnut soils H is absent.
3. Subalpine serozems.

B. Highland soils of the Bog-Solonchak series

1. Alpine soils, acid, with traces of swamping.
2. Highland solonchakous soils and solonchaks.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аболин Р. И. Предварительный отчет о почвенных исследованиях Дагестана.
2. Его же. Журнал Семиречье, 1916.
3. Аболин Р. И., Советкина М. М. Горные пастбища Талас-сусамырского района.
4. Акимцев В. В. Почвы Малой Чечни. Труды Сев.-Кавказской ассоциации Н.-и. ин-та, № 32, 1928.
5. Акимцев В. В. К вопросу о вертикальной зональности почв. Ежегодник по изучению почв Сев. Кавказа за 1927 г. Труды Сев.-Кавказской ассоциации Н.-и. ин-та, 1928.
6. Антипов-Каратаев И. Н. и Прасолов Л. И. Почвы Крымского гос. лесного заповедника и прилегающих местностей. Труды Почвенного ин-та, т. VII, 1932.
7. Богословский Н. А. Из наблюдений над почвами Зап. Европы, «Почвоведение», № 4, 1902.
8. Harrassowitz H. Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Steinmann Festschrift, 1926.
9. Jenny Hans. Die alpinen Böden. Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, B. LXIII, Abt. 2, 1926.

10. Jenny Hans. Статья в Handbuch der Bodenlehre herausgegeben von D. E. Blanck, B. III, 1930.
11. Жуковский. Отчет о поездке в Турцию.
12. Завалишин А. А. Почвы южного берега оз. Севан. Изд. СОПС Академии Наук СССР, т. II, вып. 2.
13. Захаров С. А. К характеристике высокогорных почв Кавказа, Москва, 1914.
14. Калинин М. Ф. О почвах Аджарии. Труды почв.-бот. исследован. колонизационных районов Закавказья, Тифлис, 1912.
15. Meyer A. Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa. Chemie der Erde, 1926.
16. Михайловская О. Н. Почвы юго-западной части Бабуган-яйлы. Труды Почвенного ин-та, вып. 3—4, 1930.
17. Mohr E. C. The soils of Java and Sumatra (Dutch), Amsterdam, 1922.
18. Неуструев С. С. Почвенно-географический очерк Чимкентского уезда Сыр-Дарьинской области. Труды почв.-ботанич. экспедиции, 1908.
19. Панков А. М. Почвы горной Чечни. Владикавказ, 1930.
20. Полынов Б. Б. Доклады Академии Наук СССР, XII, 1933.
21. Прасолов Л. И. О почвах долин юго-западной части Центрального Тянь-шаня. Труды почв.-ботан. экспедиции, вып. 5, 1908.
22. Прасолов Л. И. Почвенный очерк Лепсинского уезда. Труды почв.-ботанич. экспедиции, 1909.
23. Прасолов Л. И. и Соколов Н. Н. Почвенно-географический очерк Юго-Осетии. Производительные силы Юго-Осетии, сб. 1. Изд. Академии Наук СССР, 1931.
24. Senstius M. W. Agro-geological studies in the Tropics. Soil Research, vol. II, № 1, 1930.
25. Смирнов В. П. Почвы долины р. Лебедь и ее притоков. Горный Алтай. Труды почв.-ботанич. экспедиции, 1909.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, т. XIII

И. Н. АНТИПОВ-КАРАТАЕВ, Т. Ф. АНТИПОВА-КАРАТАЕВА
и Л. Т. СИМАКОВА

О ГОРНО-ЛЕСНЫХ И ГОРНО-ЛУГОВЫХ ПОЧВАХ РАЙОНА ТЕБЕРДЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1931 г. нам удалось посетить кратковременно высокогорный Кавказ в районе Теберды и совместно с С. А. Яковлевым сделать несколько экскурсий, познакомиться с разнообразием прошлой и настоящей геологической истории этого чрезвычайно интересного высокогорного района, собрать наиболее типичный, с нашей точки зрения, почвенный материал.

Раньше совместно с Л. И. Прасоловым мы дважды пересекали маршрутом более западные части Главного Кавказского хребта: по линии Армавир—Туапсе и Сочи—Адлер—Красная Поляна. Материалы этих наблюдений вошли в наши работы по Крыму и Кавказу (14).

Нас интересовали два вопроса: 1) степень выраженности типичного подзолистого процесса почвообразования в горно-лесных условиях Кавказа и 2) причины накопления органического вещества в почвах альпийской и субальпийской зоны.

Докучаев в своем учении о зонах природы (4) дал схему вертикального распределения почв Кавказа, куда непременным членом входят и подзолистые почвы в верхних лесных полосах. В последнее время И. А. Шульга (23) находил на западных и южных склонах Главного Кавказского хребта большую полосу подзолистых почв в верхней части лесной зоны.

Исследования последнего времени большинства других авторов (А. М. Панков, Е. Ф. Павлов, В. В. Акимцев, С. А. Захаров, Л. И. Прасолов и сотрудники, сотрудники Б. Б. Полынова) показали, что строго очерченной зоны подзолистых почв в горных условиях выделить вовсе не удается. Подзолистые почвы оказываются наиболее развитыми не столько в верхних лесных зонах, сколько на хорошо выраженных приморских террасах Черноморского побережья.[1] Наши наблюдения и в Крыму, и на Кавказе привели нас к убеждению, что в горных условиях, где, по Докучаеву, вершителем почвенных судеб является рельеф, подзолистый

[1] Правда, здесь они носят особый характер. См. об этом И. Н. Антипов-Каратаев, Л. Н. Прасолов и В. Н. Филиппова (14) и В. А. Ковда (8).

процесс может появляться под лесными сообществами только на исключительно благоприятных геоморфологических элементах: на спокойных частях, шлейфах склонов, на облесенных террасах речных долин, независимо от высоты местности, причем и в этих местах крайнего своего выражения подзолистая стадия почвообразования не достигает.

Результаты химического анализа собранного материала, выполненные Т. Ф. Антиповой-Каратаевой, показывают, что в лесных почвах горного Кавказа мы имеем дело с почвами, в той или иной степени ненасыщенными основаниями; резкой дифференцировки горизонтов не наблюдается, иллювиальный горизонт, в частности, не оформлен, в морфологии почвенного профиля преобладают бурые тона. Самый верхний горизонт часто богат гумусом (Rohhumus). Такова картина почвенного профиля на громадных вертикальных расстояниях (от нескольких сот до 2—3 тыс. м над уровнем моря). Если стадию почвообразования и можно назвать подзолистой, то надо ее принимать, как самую начальную ступень для большинства горно-лесных почв Северного Кавказа. Причина замедленности хода почвообразования, нивелировка различий, нам кажется, заключается в постоянном преобладающем влиянии на почвенные процессы материнских пород, обусловливающих насыщенность почвенных растворов соединениями щелочноземельных катионов. Эти растворы могут легко перемещаться по почвенной толще вдоль склонов, влияя на нижележащие почвенные образования, с одной стороны, с другой, — особенностями накопления и разложения органических остатков, попадающих в почву.

В горно-лесных условиях Кавказа и Крыма нам не удавалось наблюдать в широком масштабе выноса органоминеральных соединений почвенно-грунтовыми водами, что так характерно для подзолистой полосы северной таежной зоны. В последнем случае органические вещества, имеющие кислотные функции, пептизируют полуторные окислы, комплексируются с ними и выносят их из верхних горизонтов почвенной толщи; в этом, главным образом, и состоит подзолообразовательный процесс. Таких явлений в большом масштабе в высокогорных условиях, повторяем, нам наблюдать не приходилось. Наличие и особенности их должны являться одним из основных вопросов дальнейших исследований почв горных областей.

Мы хотели, хотя бы предварительно, разобраться биохимическими методами в причинах особого поведения органического вещества в почвах горно-лесных и горнолуговых зон. Собранный нами материал был подвергнут детальному общему микробиологическому исследованию Т. Л. Симаковой (ВИЭМ) комплексом методов, в свое время предложенных ее учителем, покойным В. Л. Омелянским. Такие сравнительные исследования альпийских горно-луговых почв Кавказа (с перевала Псеашхо) и крымских черноземовидных горно-луговых почв (с яйлы), по нашему предложению, ею уже раз производились. Результаты оказались весьма интересными: они позволили глубже понять причину различия этих двух типов горных почв (19,1). Более обширные исследования почв, излагаемые Т. Л. Симаковой в настоящей статье, нам кажутся настолько значительными, что они позволяют сделать ряд основных заключений как по микробиологическому исследованию почв, так и, главное, для познания процессов почвообразования.

Прежде всего, химизм почв (Т. Ф. Антипова-Каратаева) и биохимия почв (Л. Т. Симакова) оказываются настолько тесно причинно связанными друг с другом, что в зависимости от небольших изменений первого (химизма почв) резко изменяются биохимические процессы: недостаток Ca, P_2O_5 ведет к исключению процессов аэробного связывания азота из атмосферы. Далее, оригинальным исследованием определен температурный оптимум деятельности нитрификаторов и денитрификаторов (2—4° C) в альпийских горно-луговых почвах.

Наконец, установлены причины накопления слаборазложенного органического вещества в горно-луговых почвах: отсутствие как аэробного, так и анаэробного разложения клетчатки; эти процессы слабо выражены и в лесных высокогорных почвах. Этот факт мы позволяем себе считать чрезвычайно существенным и новым для почвоведения. Наконец, эти микробиологические исследования открыли новую бациллу в почвах, в особых условиях (лесных бурых почвах) энергично разлагающую целлюлозу.

Работы выполнены авторами вне плана учреждений в порядке самостоятельной инициативы и преданности своему делу.

Они посвящаются с глубоким уважением неутомимому исследователю Кавказа, большому ученому, академику Ф. Ю. Левинсон-Лессингу.

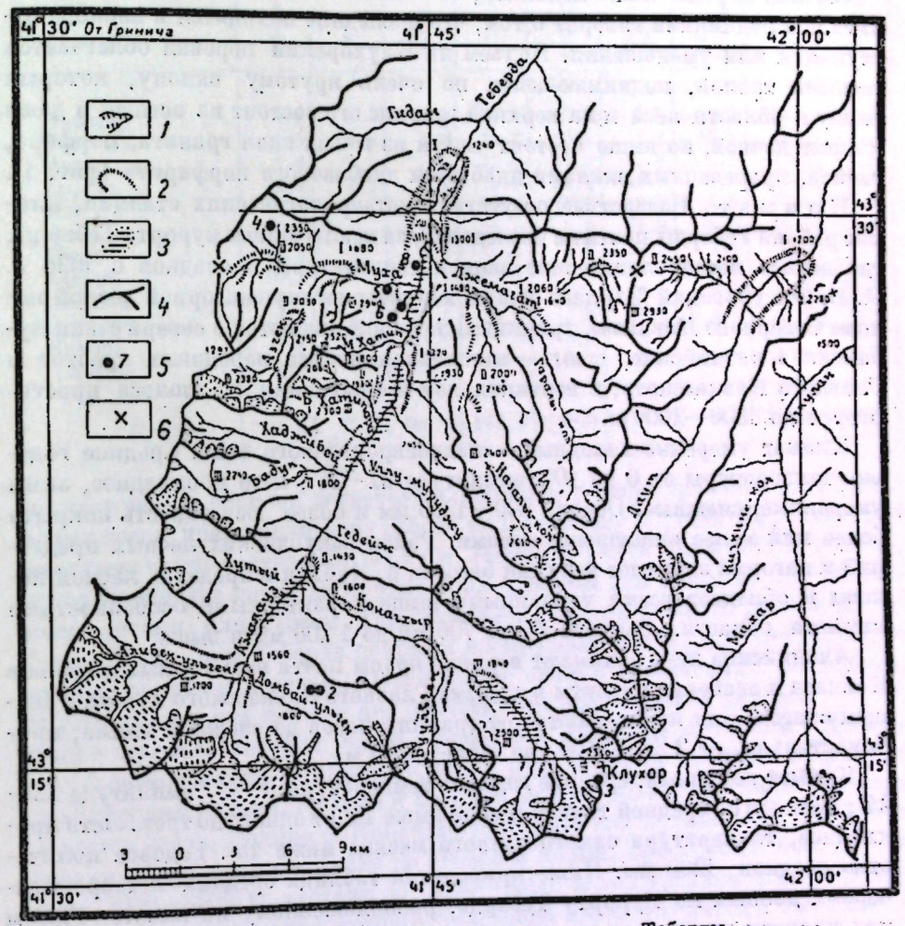
Т. Ф. АНТИПОВА-КАРАТАЕВА

I. ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ РАЙОНА ТЕБЕРДЫ В ОБЛАСТИ ВЫСОКОГОРНОГО КАВКАЗА

Общие условия почвообразования

Район Теберды расположен на северном склоне Кавказских гор, в области верхнего бассейна р. Кубани. Район этот с СВ на ЮЗ прорезывается р. Тебердой, питающейся ледниками северного склона Кавказа. Сборный бассейн р. Теберды образуется из слияния двух главных рек: Коначхыра и Аманауса, из которых первая, в свою очередь, слагается из рр. Клухора и Аманауса, а вторая — из рр. Аманауса, Алибек-ульгена и Домбай-ульгена. Кроме вышеуказанных рек, в Теберду впадают еще следующие притоки: справа Уллу-муруджу и Назаллы-кол, а слева — Уллу-хутый, Бадук, Хаджибей, Большая и Малая Хатипара, Муху и др. Сформировавшись, Теберда направляется почти на СВ и ниже горы Микояншахар впадает в р. Кубань, составляя первый значительный приток последней. Долины рек бассейна р. Теберды имеют корытообразную форму, представляя долины-троги (Рейнгард, 17), которые особенно хорошо развиты на северном склоне Западного Кавказа, где оледенение было наиболее сильным (15). Таковы долины рр. Теберды, Коначхыра, Аманауса, Алибек-ульгена, Домбай-ульгена и пр. Долины, как показывают многочисленные обнажения по склонам и хребты, расположенные между долинами, сложены разнообразными горными породами как кристаллическими, так и осадочными. По Мушкетову (13), от устья р. Теберды километров на 10

вверх непрерывно тянутся диабазы и порфириты, которые слагают высокие склоны долины; выше впадения р. Джангирыка они сменяются сильно разрушенным кварцевым порфиром, прикрытым угленосными песчаниками. Вблизи Сентинского аула кварцевые порфиры совершенно скрываются под песчаниками, которые спускаются к самому дну долины и образуют очень неустойчивые склоны, легко размываемые водой и поэтому дающие глубокие, быстро растущие овраги. На левом склоне долины, против Сентинского аула, выше бывшего женского монастыря юрские песчаники и красные конгломераты налегают на глинисто-слюдяные сланцы, сменяющиеся разрушенными кварцевыми порфирами, а затем снова продолжаются сланцы, конгломераты и песчаники, прекрасно обнажающиеся на правом высоком склоне Теберды, где они образуют несколько плоских складок. Выше устья Амгата сланцы с крутым падением на С и СВ прорезываются красным ортоклазовым порфиром или сильно разрушенным ортофиром, рассыпающимся в дресву. За красным ортофиром, километра на 1.5—2, снова выступают глинистые сланцы и красные конгломераты, образующие несколько складок. У дер. Теберды долина значительно расширяется и здесь встречаются первые стадиальные морены на высоте 1240 м (Рейнгард, 15). Наиболее ясно выражены эти конечные морены на левом берегу Теберды; почти против села наблюдается их переход во флювио-гляциальные отложения (Рейнгард, 18). На правом берегу реки морены сильно замаскированы осыпями с крутых сланцевых и известняковых склонов. У самой деревни Теберды глинистые сланцы подстилаются мраморовидными, метаморфическими известняками, выступающими на склонах в виде высоких гряд, ниже которых появляются кремнистые сланцы, сменяющиеся гранитом близ устья р. Муху. С появлением гранитов склоны долин достигают громадной высоты, а дно занято обширными моренами, состоящими из огромных валунов, и небольшими моренными озерами, например, Каракель в дер. Теберда-курорт, на высоте 1320—1325 м. Граниты, перемежаясь с гнейсами, тянутся непрерывно до впадения в Теберду Коначхыра и Аманауса. У места слияния этих двух рек находится громадная древняя морена, мощностью в 40 м, местами доходящая до 70—80 м. Эта морена состоит из накопления огромных гранитовых, гнейсовых, диабазовых, порфиритовых и амфиболитовых валунов. По Рейнгарду, она представляет остаток мощной срединной морены древнего Тебердинского ледника. Долина р. Аманауса представляет типичное ущелье; два другие рукава, Домбай-ульген и Алибек-ульген, питаясь водами ледников, текут навстречу друг другу и занимают продольную долину, северный склон которой — спокойный, сглаженный, с малорасчлененным гребнем, тогда как южный, составляющий главный хребет, отличается громадной высотой и разнообразием. Он весь изрезан глубокими ущельями, в вершинах которых залегают многочисленные снеговые поля и ледники (Рейнгард, 16). Между снеговыми полями возвышаются разнообразной формы пики с отвесными, почти неприступными склонами, например, пики Домбай-ульген, Бель-аликая и др. Крутые склоны этой долины как в западной половине, в области Алибек-ульгена, так и в восточной, в области Домбай-ульгена, состоят из пластов кристаллических сланцев и гнейсов, а дно заполнено мощными древними моренами. В верховьях долин сланцы сменяются гранитами и порфиритами, а старые уже заросшие морены сменяются свежими, обнаженными, из крупных остроугольных валунов.



Фиг. 1. Схематическая карта верховьев р. Теберды.

1. Современные ледники. 2. Древние морены. 3. Угасшие долинные озера. 4. Хребты. 5. Почвенные разрезы И. И. Антипова-Каратаева в 1931 г. 6. Перевалы.
Римские цифры означают стадии отступления ледников, арабские — высоты в метрах (по Рейнгарду).

Долина р. Коначхыра при устье имеет характер ущелья, километра через два расширяется и почти на всем протяжении сохраняет довольно равномерную ширину. Склоны долины покрыты выступающими при устье осыпями сиенитов, которые сменяются гранитами и гнейсами с многочисленными жилами плотного диабаза. С приближением к устью Бу-ульгена граниты переходят в гнейсы, слюдяные и роговообманковые сланцы между

гранитами, которые продолжаются по Бу-ульгену и Коначхыру. Гребень Домбай-ульген сложен темносерыми кремнистыми сланцами. Приближаясь к моренному озеру Туманлыколь, долина Коначхыра делится на две: Кичи-Муруджу и Клухор и заполнена во всю ширину громадными древними моренами. В верховьях Клухора имеется несколько ледников.

Свежие морены ниже ледников, сглаженные и обнаженные скалы гранита под ледниками говорят о том, что последние находятся в периоде отступания или уменьшения. Подъем на Клухорский перевал облегчается пологой тропой, поднимающейся по очень крутому склону, который внизу в области леса и на верхней границе его состоит из осыпей и даже покрыт почвой, но выше состоит почти из голых скал гранита, порфира, гнейса, прорезанных жилами диабаза и диабазового порфирита (фиг. 1).

К л и м а т. Вследствие отсутствия метеорологических станций, климат района Теберды почти не исследован, за исключением курорта Теберды, где велись метеорологические записи температуры и осадков с 1926 г. И. В. Фигуровский (21) дает общую характеристику «нагорной лесной полосы Северного Кавказа», границами которой являются с севера степи кубанские и каспийские, с юга—альпийская полоса передовых хребтов и Главного Кавказского; в вертикальном направлении эта полоса простирается до 1800—2000 м.

Климат умеренно-холодный, западноевропейского типа. Средние годовые температуры от 6 до 10°, амплитуда 22—24°, лето прохладное, зимы умеренные, снежные. Осадки 500—1200 мм и более. Вся область покрыта более или менее сплошными лесами. Район закубанских лесных предгорий и нагорий занимает верхний бассейн р. Кубани в пределах лесной полосы и обладает всеми указанными выше характерными особенностями климата области. Осадков более 700 мм до 1 200 мм и выше.

Альпийские луга занимают верхние ярусы почти всех горных массивов Кавказа и особенно развиты в системе Главного Кавказского хребта с вечным снегом; они простираются от границы лесов до снежной линии, приблизительно, от 2000—2500 до 3000—3500 м.

Климат холодный, средние годовые температуры 3—4°, амплитуда 22—24°; месяцев со средней температурой выше 10° от одного до трех. Лето прохладное, температура самого теплого месяца ниже 15°. Годовое количество осадков 1200 мм. Ниже приводится таблица средних метеорологических данных по курорту Теберда, расположенному на высоте 1350 м над уровнем моря.

Наибольшее количество осадков в районе курорта Теберда выпадает весною (апрель, май] и летом; осенью и зимой преобладает ясная погода. Наиболее высокая температура — в июле и августе; зимой средняя месячная минимальная температура составляет в январе — 10.3°.

Р а с т и т е л ь н о с т ь. В отношении растительности район р. Теберды мало исследован. По Медведеву (11), в Западном Предкавказье преобладают хвойные леса, в которых растут преимущественно ель и пихта; кроме того, встречаются сосна, бук и береза. Последняя растет небольшими насаждениями на границе с альпийской полосой. В Кубанской области еще

Таблица 1

Средние метеорологические данные по курорту Теберда за период 1926—1930 гг.[1]

Месяцы	Число дней					Температура		Амп. температур	Осадки в мм
	осадки	снег	ясно	облачно	пасмурно	макс. средн. месячн.	мин. средн. месячн.		
Январь	0.4	5.4	13.0	13.0	5.0	2.9	— 7.5	12.7	10.2
Февраль	0.6	10.8	5.2	11.2	10.4	2.2	—10.3	12.5	31.7
Март	2.8	7.8	7.6	12.0	11.6	7.0	— 5.5	12.5	35.4
Апрель	12.2	3.2	6.0	15.2	11.2	14 8	1.7	13.5	57.1
Май	15.2	0	3.0	18.0	10,0	18.2	4.8	13.4	62.0
Июнь	12.4	—	6.6	18.6	5.0	21.3	6.6	14.7	51.2
Июль	13.4	—	8.0	19.4	6.0	23.1	7.4	15.5	54.3
Август	10.2	—	10.2	11.6	8.0	23.7	8.2	15.5	56.1
Сентябрь	10.6	—	9.6	11.4	7.4	20.0	5.5	14.5	74.5
Октябрь	7.8	1.6	12.4	11.2	7.4	16.2	1.6	14.6	62.0
Ноябрь	4.4	2.0	14.2	9.6	8.2	11:6	— 1.5	13.0	24.9
Декабрь	4.0	4.4	10.4	11.2	9.4	4.7	— 5.8	10.4	30.8
Сумма	94.0	35.2	106.2	162.4	99.6	164.3	— 9.7	156.5	550.2

до настоящего времени встречается сплошное распространение елово-пихтовых лесов, представляющих собою, по Кузнецову (9), остатки реликтовой растительности третичного периода. Местами пихта вытесняется осиной, которая следует почти до крутых скал. Долины рек покрыты или сплошными лесами, или лугами. Так, например, склоны и самая долина р. Теберды до курорта Теберда покрыты прекрасным лесом, где великолепные пихты, ореховые деревья (22) поражают своими гигантскими размерами. В районе курорта и ниже его значительно расширенное дно долины покрыто лугами, которые часто орошаются горными потоками. Долины рр. Алибек-ульгена и Домбай-ульгена покрыты или хвойным лесом или альпийскими лугами. Крутые и высокие склоны долины р. Аманауса тоже покрыты лесом. Долина р. Коначхыра покрыта или лугами, или большими лесами. Выше границы лесов до снежной линии, приблизительно, до высоты 2000—2500 м, местами до 3000—3500 м над уровнем моря, простираются альпийские луга, которые благодаря изобилию влаги и света имеют иногда вид прерий.

Почвы района Теберды

Почвы района Теберды до 1931 г. никем не исследовались, поэтому в литературе никаких данных о них не имеется. В 1931 г. И. Н. Антипов-Каратаев, во время своего пребывания в этом районе, произвел некоторые

[1] Средние температурные данные по курорту Теберда, взяты за период 1926, 1927, 1928 и 1930 гг., так как за 1929 г. нет измерений. Сведения любезно предоставлены администрацией Метеорологической станции.

наблюдения и собрал материал, послуживший для этого очерка. Морфологическое описание разрезов было сделано И. Н. Антиповым-Каратаевым, химическая же обработка была произведена мною.

Главными и наиболее распространенными почвами лесной зоны района Теберды являются лесные бурые почвы, встречающиеся на облесенных склонах долин-трогов, а также и на склонах хребтов. Эти почвы отличаются чрезвычайным разнообразием; часто на небольшом протяжении они изменяются в цвете, структуре, мощности, обособленности горизонтов, плотности, количестве гумуса и т. д. Постоянно меняющиеся условия почвообразования, как-то: высота местности, уклон склонов, экспозиция их, условия увлажнения, геологические процессы смывания и отложения, характер материнских пород, — все это создает чрезвычайно пеструю картину почв даже в области преобладания одного и того же процесса.

Под хвойными лесами оподзоленность лесных почв проявляется достаточно ясно (см. разрезы 6, 7, 1 и 2). Под лесами в верхних зонах растительности имеем дело с более гумусированными почвами, имеющими, однако, признаки оподзоленности, заметные тотчас же под подстилкой. Между этими двумя группами слабо оподзоленных почв по склонам хребтов распространены в той или другой степени развитые бурые почвы (см. разрез 5). Что касается долины рек, то здесь под лесами имеют распространение неоподзоленные и оподзоленные бурые почвы, под луговой же растительностью — луговые гумусные почвы (см. разрез 8). В зоне альпийских и субальпийских лугов развиты горно-луговые почвы (см. разрезы 3 и 4), которые выше на каменниках постепенно сменяются скелетными почвами; вернее, там почв, как таковых, нет совсем, а вместо них между грудами камней и скал разбросаны клочки растительности на грубых продуктах разрушения пород.

Морфологическая характеристика почв

Для характеристики почв района Теберды приводится описание следующих разрезов (расположение разрезов см. на схеме фиг. 2):
разрезы 6 и 7 — оподзоленные бурые почвы долин и прилегающих склонов;
разрезы 1 и 2 — бурые с признаками оподзоливания почвы верхних зон леса;
разрез 5 — лесная бурая почва;
разрез 8 — луговая почва;
разрезы 3 и 4 — горно-луговые почвы.

Разрез 6, 1936 г. Оподзоленная почва. Поселок Теберда-дачный, между поселком и санаторией К.-С. У. Флювио-гляциальные отложения, край древнего ледникового озера. Высота 1053 над уровнем моря. Восточная подошва горы Хатипары-малая. Почти ровная терраса. Отдельные валуны и гряды морен. Древний хвойный лес (остатки сосен) заменен почти сплошным осинником. Материнская порода — грубый супесчаный материал, перемешанный с большим количеством грубоокатанных галек изверженных пород.

A_1 0—7 см — грязнобурый, бесструктурная масса перемешана с комками, много грубых остатков листьев и корней.

A_2, 7—25 (30) см — палевый (светлобурый), непрочнокомковатый, примешаны мелкий щебень и галька, супесчаный;

B_1, 25—40 см — немного темнее предыдущего, корней меньше, рыхлый, крупный щебень, галька в значительном количестве, супесчаный;

B_2, 60—40 см — сходен с предыдущим, плотнее, количество галек меньше и последние мельче, супесчаный.

Разрез 7. Оподзоленная почва. Недалеко от разреза 6, рядом с шоссе. Более тонкие флювио-гляциальные отложения с небольшим количеством щебня.

A_1, 0—7 см — темный, бесструктурный с незначительным количеством комков уплотненный;

A_2, 7—20 см — палевый, в верхней части темнее, ниже быстро светлеет, корни деревьев, рыхловатый, непрочнокомковатый;

A_2, 20—30 см — палевый с желтым оттенком, непрочнокомковатый, корни деревьев;

B, 30 и более см — бурый, комковатый, почти бесструктурный.

Разрез 1. Бурая с признаками оподзоливания. Область ледников верховья р. Теберды (рр. Домбай-ульген, Аманаус, Алибек-ульген), Домбайская долина. Домбайский домик туриста К.-С. У. Высота 1800 м над уровнем моря. У границы пихтового леса (ниже метров на 200) берега древних трогов. Выше пихты березовый кустарниковый лес. Почва под пихтовым лесом с большим количеством папоротника.

I. 0—5 (10) см — Rohhumus, мягкий, темный;

II. 5 (10) см — и ниже серобурый, ореховатозернистый, рыхлый, корни и щебень породы;

III — щебня больше, чем в предыдущем, бесструктурный, глинистый, бурый. Щебень слюдистых хлоритовых сланцев, больше гнейса и гранита.

Разрез 2. Под смешанным буковым и пихтовым лесом, угол падения не более 10. Почва имеет тот же характер, что и разрез 1, но с небольшими признаками оподзоленности тотчас же под небольшим гумусовым горизонтом.

Разрез 5, 1931 г. Лесная бурая почва. Долина р. Муху, северный склон хребта Хатипара, в 2 км от санатория К.-С. У., высота около 1600 м над уровнем моря, склон менее 20°. Порода — гранит. Растительность — пихта.

I 0—2 см — подстилка из хвои пихты;

II 2—20 см — темнобурый, непрочнокомковатый, связанный в слабую дернину, рыхлый;

III 20—40 см — темнобурый, но светлее предыдущего, корней меньше, непрочнокомковатый, большие камни;

IV 40 и до 60 см — бурый, бесструктурный, корней почти нет, щебня больше.

Разрез 8. Луговая почва на флювио-гляциальных отложениях.

Устье р. Муху при ее впадении в р. Теберду, в районе поселка Теберда-курорт. Озерная терраса. Мощность отложений до 20 м, в данном месте около 20 м. Легкие суглинки, перемешанные, переслоенные галечником. Ширина долины р. Теберды около 1.5 км. На террасе местами остатки леса, севернее ольшанник.

Растительность луговая, колхозный луг, иногда орошается, несмотря на значительное количество осадков: вода легко фильтруется вниз.

I 0—15 см темнобурый, зернистокомковатый, слабый дерн, рыхлый, галек мало;

II 15—40 см — палевый (лессовидный), распадается на комки с параллельными плоскостями, поры от ходов корней, галек больше предыдущего, уплотненный;

III 40—100 см — такой же, как и предыдущий, но плотнее и с большим количеством галек;

IV ниже 100 см — крупногалечниковая и валунная смесь.

Разрез 3. Горно-луговая почва. Клухорский перевал по Военно-Сухумской дороге. Высота 2984 м. Северо-восточный склон хребта.

Яма на высоте 3000 м.

Таблица 2

Механический состав почв в процентах от сухой почвы

(метод проф. Сабанина)

Почвы	Глубина образца в см	Диаметр частиц в мм					Сумма скелета	Диаметр частиц в мм					Сумма мелкозема	Диаметр частиц в мм					Отношение глины к песку
		> 7	7—3	5—3	3—1			1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	< 0.01			1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	< 0.01		
Оподзоленная бурая почва (разрез 6)	0— 7	7.99	2.33	3.44	10.93		24.69	23.72	15.06	12.05	24.48		75.31	31.50	20.00	16.00	32.50		1:2.07
	10—20	4.33	2.80	5.37	16.80		29.20	26.90	18.76	9.20	15.94		70.80	38.00	26.50	13.00	22.50		1:3.48
	50—60	13.60	3.38	5.66	16.43		39.07	34.83	26.90	12.01	22.33		60.93	36.25	28.00	12.50	23.25		1:3.3
Лесная бурая почва (разрез 5)	2—20	8.47	1.69	3.76	11.27		25.19	14.40	18.14	11.22	31.05		74.81	19.25	24.25	15.00	41.50		1:1.4
	30—40	11.92	1.60	4.47	12.14		30.11	16.25	19.39	10.83	23.42		69.89	23.25	27.75	15.50	33.50		1:1.98
Луговая почва (разрез 8)	2—12	3.08	0.41	0.64	4.25		8.36	16.87	14.66	20.62	40.09		91.64	17.75	16.00	22.50	43.75		1:1.31
	20—30	2.83	1.17	2.46	9.11		15.54	21.75	20.06	10.98	31.67		84.46	25.75	23.75	13.00	37.50		1:1.6
	50—60	34.49	5.37	7.37	14.09		61.32	13.83	10.73	4.45	9.67		38.68	35.75	27.75	11.50	25.00		1:3.0
Горно-луговая почва (разрез 3)	0—10	9.04	1.02	5.16	3.89		19.11	6.88	7.08	9.10	57.83		80.89	8.50	8.75	11.25	71.50		2.5.1
	10—18	27.83	2.33	5.19	3.89		39.23	7.29	5.17	5.77	42.54		60.77	12.00	8.50	9.50	70.00		2.3.1
Горно-луговая почва (разрез 4)	0—20	1.44	0.33	0.80	2.07		4.64	19.54	22.65	14.30	38.87		95.36	20.50	23.75	15.00	40.75		1:1.45
	30—40	7.14	1.52	4.04	16.14		28.84	24.73	21.88	9.61	14.94		71.16	34.75	30.75	13.50	34.50		1:1.89

Альпийский луг — пятна среди скал и снежных полей.

Остатки древних ледников, могучие бараньи лбы.

Породы — окремнелые хлоритизированные сланцы, среди которых выделяются светлые породы: гранит, гнейс, а также темные: андезит, габбро, порфириты.

I 0—10 см, коричневая, бесструктурная масса из слабо разложенных корней;

III 10—20 см, окраска та же, бесструктурный, рассыпчатый горизонт, корней меньше, очень много камней.

Разрез 4. Горно-луговая почва, зона переходная от альпийской к субальпийской. Высота 2500—2300 м над уровнем моря. Юго-юго-восточный склон горы Зекирья. Между вершиной и сыроваренным заводом на р. Муху. Угол падения хребта около 25—30°. Граница осыпей сланцев и луга. Выходы конгломератов. Ниже — более песчанистые сланцы, переслоенные конгломератами, выше — более глинистые твердые сланцы, также переслоенные конгломератами, кварцитовыми жилами. Граница леса в районе сыроваренного завода 1600—1700 м над уровнем моря, по северному склону хребта Хатипара лес, однако, поднимается значительно выше, до 2000—2200 м над уровнем моря.

I 0—20 см, коричневый дернистый, бесструктурный, густо переплетен корнями луговых трав;

II 20—40 см, окраска та же, бесструктурный, корней меньше, перемешан обильным количеством щебня породы (сланцев).

Механический состав почв. В табл. 2 приведены данные механического состава описанных выше почв.

Судя по данным табл. 2 (стр. 376,) почвы района Теберды по механическому составу являются глинистыми и суглинистыми скелетными почвами. Обращает на себя внимание своим тонким сравнительно механическим составом горно-луговая почва (разрез 3), содержащая более 50% частиц менее 0.01 мм, значительную часть которых, несомненно, составляет органическое вещество, которым богата эта почва. Та же картина повышенного содержания мелкозема в верхнем гумусном горизонте характерна для всех остальных почв. Кроме гумусности, причиной этого является понижение скелетности верхних горизонтов описываемых почв.

Химическая характеристика почв. Для химической характеристики высокогорных почв Кавказа наиболее характерными признаками казались нам следующие: степень гумусированности, подвижность гумуса в различных типах почв, характеризуемая по методу Springe,[1] состав обменных оснований, кислотность и содержание главнейших питательных для растений веществ (азота, калия и фосфатов). Что касается валовых анализов, то для горных почв их данные могут представлять достаточную ценность лишь в особо тщательно выбранных случаях, когда имеем дело с несомненным генетическим сродством всех горизонтов почв, т. е. с отсутствием привноса материала со стороны, что в горных условиях почти недостижимо. Поэтому из программы наших исследований валовые анализы были исключены.

[1] См. И. Н. Антипов-Каратаев, А. Роде, и Ю. Чепелкин. «Почвоведение», 5—6, 1932.

Таблица 3

Содержание гумуса и азота в исследованных почвах

Почвы	Глубина образца в см	% гигр. воды	% гумуса (по Кнопу)	Азот в %: от почвы по Кьельдалю	Азот в %: от гумуса	% гумуса по методу Тюрина	% гумуса в щелочной вытяжке по Springer	Степень гумификации
Оподзоленная бурая почва (разрез 6)	0—7	5.82	23.33	0.7072	3.03	28.30	15.10	53.36
	10—20	1.07	1.23	0.0597	4.85	1.65	0.73	43.64
	50—60	1.36	1.32	0.0565	4.28	1.73	не опр.	не опр.
Лесная бурая почва (разрез 5)	2—20	3.17	7.41	0.2795	3.77	8.22	3.25	39.54
	30—40	1.51	1.48	0.0609	4.11	1.56	0.69	44.23
Луговая почва (разрез 8)	2—12	3.25	7.11	0.4722	6.64	7.91	3.66	46.27
	20—30	2.53	1.70	0.1186	6.98	2.11	1.23	58.29
	50—60	1.30	1.14	0.0748	6.56	1.55	не опр.	не опр.
Горно-луговая почва (разрез 3)	0—10	14.02	16.89	1.0070	5.97	17.83	11.18	62.70
	10—18	6.17	10.13	0.6413	6.33	11.53	5.73	49.70
Горно-луговая почва (разрез 4)	0—20	4.50	10.21	0.3517	3.44	11.27	6.67	59.18
	30—40	1.42	1.24	0.0531	4.28	1.56	0.83	53.21

Гумус и азот. В табл. 3 сведены данные содержания гумуса и азота в исследованных почвах и данные о степени гумификации органического вещества. Характерно заметное расхождение в количестве гумуса, определяемого по методу Кнопа и по методу Тюрина. В первом методе гумус определяется, как известно, по CO_2, во втором — по расходу O_2. В наших определениях расход кислорода оказывается значительно большим, чем это требуется при «нормальном» химическом составе гумуса; это означает, что в горных почвах мы имеем дело с недоокисленным органическим веществом (одной из стадий разложения — Rohhumus). О том же свидетельствуют и цифры последнего столбца таблицы о степени гумификации: по Springer, процент гумификации здесь ниже, чем в почвах плакорных условий развития. О том же свидетельствует, по нашему мнению, значительное содержание гумуса в верхнем горизонте исследованных лесных почв, особенно разрез 6, где и морфологически этот верхний горизонт представлял лесную подстилку, состоящую из сплошного сплетения корней, сучков и листьев, перегнивших настолько, что при легком сжимании массы между пальцами она превращается в темнокоричневую пыль.

По количеству гумуса в следующих горизонтах все почвы, за исключением горно-луговых, бедны органическим веществом. В соответствии с содержанием гумуса находится и количество азота в рассматриваемых почвах.

Обменные основания и кислотность. В табл. 4 и 5 сведены данные состава обменных катионов и кислотности наших почв.

Таблица 4

Состав обменных катионов

Почвы	Глубина образца в см	Процентное содержание в почве обменных катионов: Ca	Mg	H	Содержание в почве обменных катионов в м.-экв.: Ca	Mg	H	Емкость обмен. в м.-экв.	Содержание в почве обменных катионов в % от емкости обмена: Ca	Mg	H
Оподзоленная буроземная почва (разрез 6)	0—7	0.7184	0.1703	0.0003	35.85	14.00	0.30	50.15	71.49	27.92	0.59
	10—20	0.2042	0.0418	0.0004	10.19	3.44	0.40	14.03	72.63	24.52	2.85
	50—60	0.2589	0.0533	0.0004	12.92	4.38	0.40	17.70	72.99	24.75	2.26
Лесная бурая почва (разрез 5)	2—20	0.5111	0.0529	нет	25.50	4.35	нет	29.85	85.43	14.57	0.00
	30—40	0.0568	0.0318	0.0027	2.83	2.62	2.70	8.15	34.72	32.15	33.13
Луговая почва (разрез 8)	2—12	0.5670	0.0847	0.00	28.29	6.97	нет	35.26	80.23	19.77	0.00
	20—30	0.2442	0.0727	0.00	12.19	5.98	»	18.17	67.08	32.92	0.00
	50—60	0.1537	0.0456	0.00	7.67	3.75	»	11.42	67.16	32.84	0.00
Горно-луговая почва (разрез 3)	0—10	0.1448	0.0432	0.0090	7.24	3.55	9.00	19.79	35.61	17.94	46.45
	10—18	0.1815	не опред.	0.0077	9.06	не опред.	7.70	не опред.	не опред.	не опред.	не опред.
Горно-луговая почва (разрез 4)	0—20	0.2664	0.0491	0.0013	13.21	4.04	1.30	18.55	71.21	21.78	7.01
	30—40	0.2709	0.0528	0.0003	13.51	4.34	0.30	18.15	74.44	23.91	1.65

Таблица 5

Кислотность и степень насыщенности почв района Теберды

Почвы	Глубина образца в см	pH в водной суспензии	pH в KCl	Гидролитич. кислотн. в % м.-экв.	T в % м.-экв.	S	V
Оподзоленная бурая почва (разрез 6)	0—7	6.10	5.65	11.02	60.87	49.85	81.90
	10—20	6.08	5.11	3.43	17.06	13.63	79.89
	50—60	5.92	5.04	3.85	21.15	17.30	81.80
Лесная бурая почва (разрез 5)	2—20	7.29	6.89	1.81	31.66	29.85	94.28
	30—40	5.14	4.09	8.15	13.60	5.45	40.07
Луговая почва (разрез 8)	2—12	7.08	6.82	1.63	36.89	35.26	95.58
	20—30	7.14	6.56	1.66	19.83	18.17	91.63
	50—60	6.56	6.04	1.33	12.75	11.42	89.57
Горно-луговая почва (разрез 3)	0—10	5.09	4.55	26.17	36.96	10.79	29.20
	10—18	5.02	4.59	39.03	не опр.	не опр.	не опр.
Горно-луговая почва (разрез 4)	0—20	5.75	4.93	9.18	26.43	17.25	65.27
	30—40	5.96	5.26	8.86	26.71	17.85	66.83

На основании данных табл. 4 можно сделать такие заключения: 1) повышенная емкость обмена катионов в верхних горизонтах лесных бурых почв обусловлена органическим веществом, обладающим нейтральным характером (подстилка, главным образом, из листьев); морфологически выраженный оподзоленный характер разреза 6 слабо сказывается на составе обменных катионов этой почвы: обменного водорода мало. Мы склонны объяснить это явление нейтральным характером лиственного опада. Подзолистость, выраженная в морфологии, является, повидимому, реликтовой, обязанной прежней хвойной растительности (пихта). Необходимо обратить внимание еще на то, что емкость обмена при нейтральном значении pH у горно-луговых почв невелика, причем наиболее кислой оказывается почва из альпийской зоны, как это было показано И. Н. Антиповым-Каратаевым для подобных альпийских горно-луговых почв Кавказа с перевала Псеашхо (19).

Судя по данным табл. 5, эти почвы обладают чрезвычайно кислым органическим веществом: степень насыщенности падает до 30%.

Несколько иную картину представляют субальпийские горно-луговые почвы (разрез 4), развитые на сланцах; степень насыщенности их значительно выше, до 66—67%; обменная кислотность не более 7% от емкости обмена. Благодаря скелетности и грубому характеру органического вещества, емкость обмена невелика: 18.5% м.-экв. в верхнем горизонте.

Подвижные формы калия и фосфатов. Подвижные формы калия и фосфатов мы определяли вытеснением из почвы растворами HCl различной концентрации, как это принято в нашей лаборатории при изучении почв подзолистой и степной зон (2 и 3). В табл. 6 представлены полученные данные. Рассмотрение данных этой таблицы показывает, что количество подвижных форм калия в исследованных долинных почвах (лесной и луговой) различно: на границе нуждаемости в калийных удобрениях находится лесная почва в случае использования подобных почв под огородные и полевые культуры; более обеспечена в верхнем горизонте луговая почва. Судя по уменьшению количества K в следующем горизонте, накопление K в верхнем горизонте этой почвы обязано, повидимому, аккумулирующей роли луговой растительности. Введение и этих почв в культуру, особенно под огородную, может потребовать внесения калия в качестве удобрения. Эта почва резко выделяется незначительным содержанием P_2O_5, подобно подзолистым и серым лесным почвам нашего Севера.

Таблица 6

Подвижные формы калия и P_2O_5 в высокогорных почвах

Конц. HCl в м.-экв. нач.	Конц. HCl в м.-экв. равн.	Вытеснено калия на 100 г в мг	Вытеснено калия на 100 г м.-экв.	Вытеснено P_2O_5 в мг на 100 г	Конц. HCl в м.-экв. нач.	Конц. HCl в м.-экв. равн.	Вытеснено калия на 100 г в мг	Вытеснено калия на 100 г м.-экв.	Вытеснено P_2O_5 в мг на 100 г
		Разрез 6,07 см					Разрез 8,2—12 см		
50	16.3	2.48	0.06	30	50	24.2	16.30	0.42	5
100	51.1	3.16	0.08	40	100	77.1	не опред.		6
200	140.9	3.65	0.09	50	200	150.5	20.09	0.52	11
300	237.1	не опред.		60	300	244.3	20.98	0.54	15
400	344.4	3.69	0.09	70	400	354.6	22.48	0.58	20
		Разрез 6,10—20 см					Разрез 8,20—30 см		
50	41.3	6.10	0.16	40	50	38.3	10.55	0.27	не опред.
100	80.2	9.83	0.25	75	100	—	не опред.		»
200	170.5	13.81	0.35	не опред.	200	167.6	11.09	0.30	»
300	265.4	17.42	0.45	105	300	262.1	не опред.		»
400	373.0	17.99	0.46	120	400	368.6	—	—	»

Что касается разреза 6, то он может считаться обеспеченным подвижными формами фосфатов, хотя микробиологические исследования и здесь показывают недостаточность фосфатов.

Из этих небольших данных о K и P_2O_5 можно заключить, что почвы долин высокогорного Кавказа должны быть чрезвычайно разнообразными в отношении обеспеченности их питательными веществами. Это разнообразие прежде всего должно зависеть от характера материнских пород. Почвы на флювио-гляциальных отложениях должны считаться нуждающимися в удобрениях, особенно при огородных культурах.

Заключение

На основании вышеизложенного материала можно притти к следующим выводам относительно высокогорных почв района Теберды.

Все эти почвы достаточно разнообразны по химическому составу, что тесно связано с разнообразными горными условиями. В отношении содержания гумуса они богаты последним в верхних горизонтах и сильно обеднены им, за исключением горно-луговых почв, в нижних горизонтах. В большинстве случаев в верхних горизонтах мы имеем дело с грубым, не разложившимся до гумификации органическим веществом. Содержание азота находится в полном соответствии с количеством гумуса в рассматриваемых почвах.

В отношении обменных катионов и кислотности лесные бурые почвы отличаются повышенной емкостью обмена катионов в верхних горизонтах в тех случаях, когда она обусловлена органическим веществом, обладающим нейтральным характером (подстилка из листьев). Морфологически выраженный оподзоленный характер (разрез 6) слабо сказывается на составе обменных катионов таких почв, обменного водорода мало. У горно-луговых почв емкость обмена, определяемая нейтральными солями, невелика, но кислотность значительна; наиболее кислой почвой оказывается почва из альпийской зоны. Эти почвы обладают чрезвычайно кислым органическим веществом: степень насыщенности падает в них до 30%.

Горно-луговые почвы субальпийской зоны, развитые на сланцах, отличаются значительной степенью насыщенности, до 67%; обменная кислотность в них не более 7% от емкости обмена.

Луговые почвы долин, развитые на флювио-гляциальных отложениях, отличаются скелетностью; благодаря этому, а также и потому, что они подстилаются значительными толщами галечников, такие почвы обладают повышенной водопроницаемостью, вследствие чего нуждаются даже в поливе.

При таких условиях нуждаемость их в удобрениях под огородные культуры вполне очевидна.

Л. Т. СИМАКОВА

II. МИКРОБИОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ РАЙОНА ТЕБЕРДЫ ВЫСОКОГОРНОГО КАВКАЗА

На литературе вопроса о распространении и жизнедеятельности бактерий в почвах горных лугов и лесов, вообще, Кавказа, в частности, останавливаться не будем, отсылая читателя к краткой сводке литературных материалов в предыдущей нашей работе (19).

Темой настоящей работы являлось выяснение участия некоторых физиологических групп бактерий в почвообразовании в условиях высокогорного Кавказа на материалах, любезно предоставленных нам И. Н. Антиповым-Каратаевым.

Общая и физико-химическая характеристика исследованных почв приведена в статье Т. Ф. Антиповой-Каратаевой; поэтому ее здесь мы не касаемся.

Табл. 1

Физиологические группы бактерий, входящие в круговорот азота

№ почв. разр.	Глубина образца в см	Титры гнилостных бактерий, выделяющих NH_3	Титры гнилостных бактерий, выделяющих H_2S	Бактерии, сбраживающие мочевину	Нитриф. бактерии при t 25°C	Денитриф. бактерии при t 35°C	Титр денитриф. бактерий	Azotobacter	Clostridium Pasteurianum	Титр Clostridium Pasteurianum
3	0—10	10^{-4}	0.5 г	на 6 день	на 20 день	на 11 день	10^{-1}	нет	на 6 день	10^{-1}
	10—18	10^{-4}	0.5 »	» 6 »	» 20 »	» 11 »	10^{-1}	»	» 6 »	1 г
4	0—20	10^{-5}	10^{-1}	» 4 »	» 9 »	» 3 »	10^{-1}	»	» 5 »	1
	20—40	10^{-4}	0.5 г	» 4 »	» 9 »	» 3 »	10^{-1}	»	» 5 »	10^{-1}
5	2—20	10^{-5}	10^{-1}	» 2 »	» 6 »	» 3 »	10^{-2}	»	» 2 »	10^{-3}
	20—40	10^{-5}	0.5 г	» 4 »	» 6 »	» 3 »	10^{-2}	»	» 2 »	10^{-2}
	50—60	10^{-3}	нет	» 4 »	не обнаруж.	» 3 »	10^{-2}	»	» 2 »	1 г
6	0—7	10^{-5}	0.5 г	» 2 »	на 6 день	» 3 »	10^{-3}	»	» 2 »	10^{-4}
	7—25	10^{-5}	0.5 »	» 4 »	» 6 »	» 3 »	10^{-2}	»	» 2 »	10^{-2}
	25—40	10^{-4}	10^{-1}	» 4 »	» 8 »	» 3 »	10^{-1}	»	» 2 »	1 г
8	0—15	10^{-6}	10^{-2}	» 2 »	» 5 »	» 3 »	10^{-3}	»	» 2 »	10^{-1}
	15—40	10^{-5}	0.5	» 4 »	» 5 »	» 3 »	10^{-3}	»	» 2 »	10^{-3}
	40—100	10^{-3}	нет	» 4 »	не обнаруж.	» 3 »	10^{-1}	»	» 2 »	1 г

Перейдем к рассмотрению данных, полученных при исследовании физиологических групп бактерий, принимающих участие в почвообразовании.

Посевы на эти группы бактерий были произведены по методу Гильтнера и Штермера, т. е. уменьшающимся количеством исследуемого образца почвы.

Гнилостные бактерии, расщепляющие белок до NH_3 и H_2S

Для выяснения этой группы бактерий засев производился в мясопептонный бульон. Наибольшее количество гнилостных бактерий, расщепляющих белок до NH_3, было обнаружено в поверхностных горизонтах почвенных разрезов 4, 5, 6 и 8. В образце разреза 3, взятого с глубины 0—10 см, наблюдается некоторое уменьшение количества бактерий данной группы. В табл. 1 сведены все данные по титрам физиологических групп бактерий, входящих в круговорот азота.[1]

Из табл. 1 мы видим некоторое падение числа бактерий в горизонтах, взятых с глубины 20—40 см тех же почвенных разрезов и резкое падение числа бактерий в образцах, взятых с глубины 50—60 см разреза 5, и 40—100 см разреза 8. Исключение составляли оба горизонта разреза 3, в которых нитрифицирующие бактерии проявили малую активность, и начало процесса было обнаружено лишь на 30-е сутки после засева.

Влияние химических реагентов при нитрификации

Для определения нитрифицирующей способности исследуемых почв мы ставили опыты по несколько видоизмененному методу Ваксмана. В виду невозможности провести опыты со всеми образцами почвы, нами были взяты первые горизонты почвенных разрезов, т. е. 5 образцов почвы.

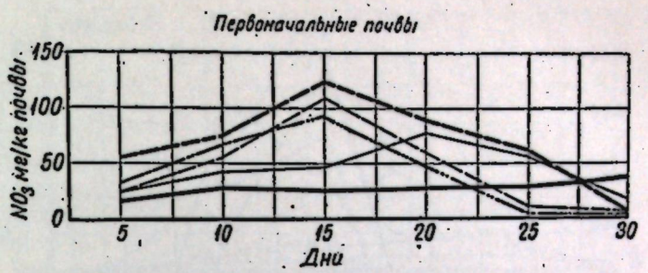
Опыты были поставлены в следующих комбинациях (фиг. 2, стр. 385—386):

1) Почва + 50% влажности от полной влагоемкости.
2) То же + $(NH_4)_2SO_4$.
3) То же + $CaCO_3$.
4) То же + $(NH_4)_2SO_4 + CaCO_3$.
5) То же + люпин.

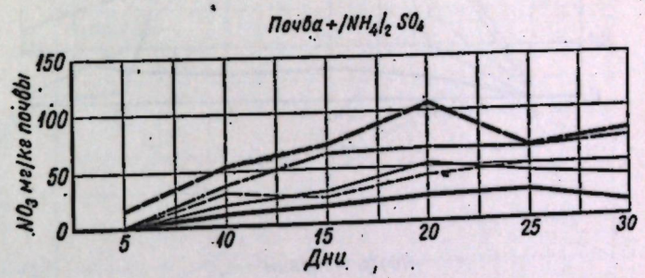
Прирост нитратов в опытных почвах определялся по методу Грандваль-Ляжу через каждые 5 дней в течение месяца. Полученные данные приведены в диаграммах (фиг. 3, стр. 387—388).

На фиг. 2 мы видим, что наиболее энергично процесс нитрификации протекал в почвах разрезов 5, 6 и 8. В них обнаружен наибольший прирост нитратов на 15-й день опыта. В почве разреза 4 процесс нитрификации протекал слабее и еще ниже в почве разреза 3. Это явление можно было бы объяснить реакцией среды в исследованных почвах; pH почв разрезов 5, 6 и

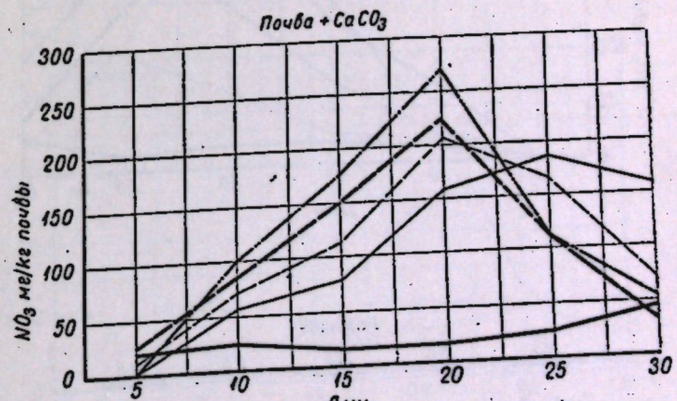
[1] Титром называется наименьшее количество исследуемого вещества, в котором были обнаружены бактерии. Чем больше титр, тем меньше бактерий, и, наоборот, чем меньше титр, тем больше бактерий



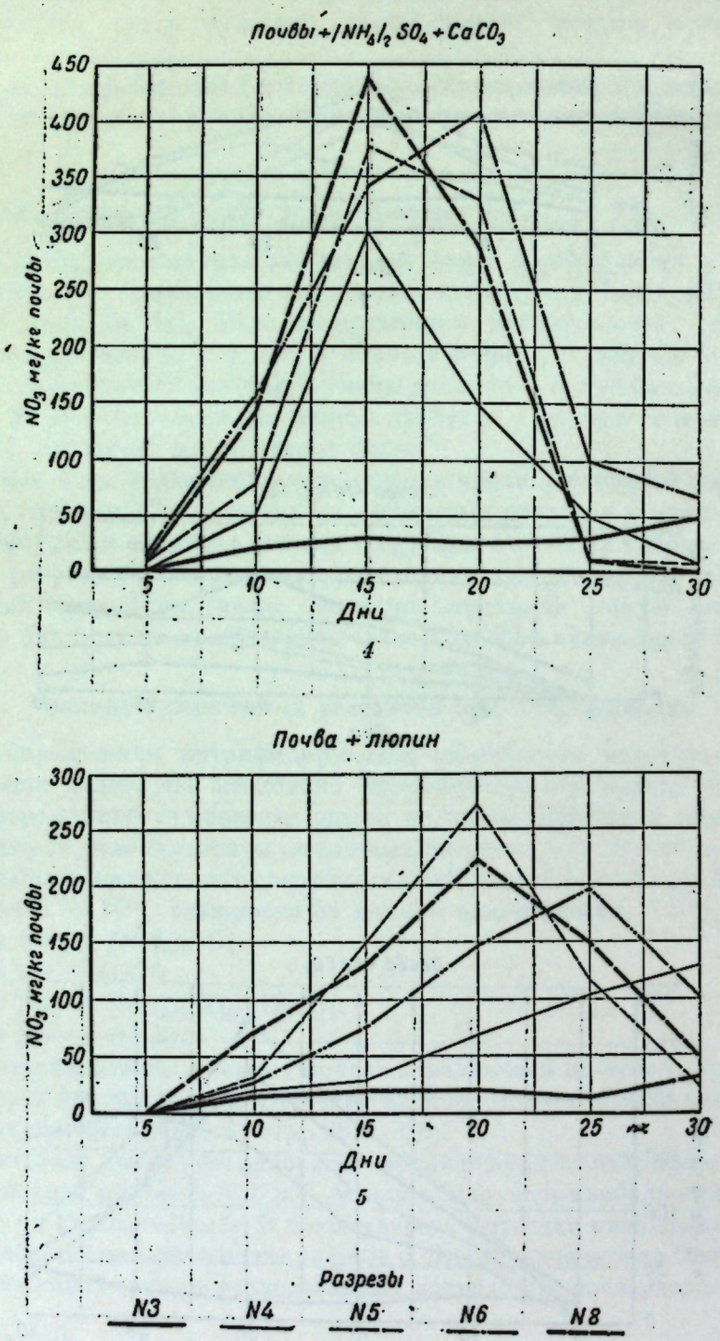
1



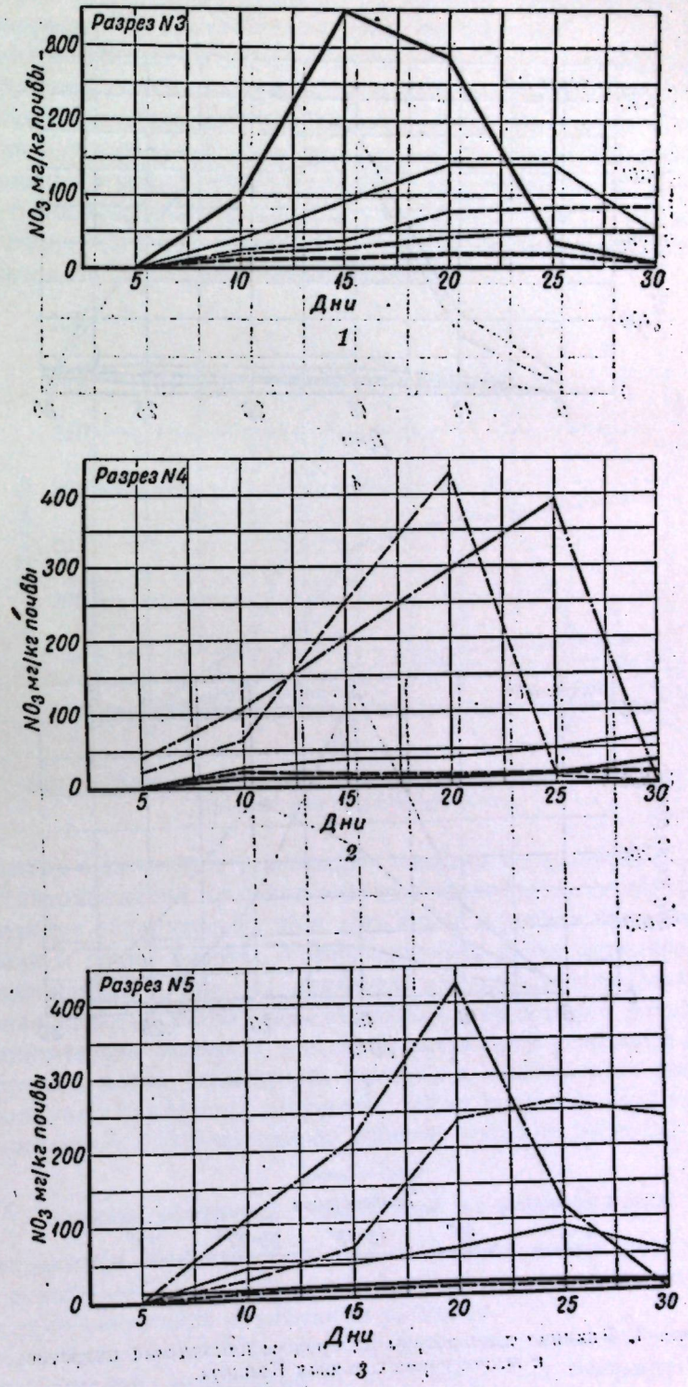
2

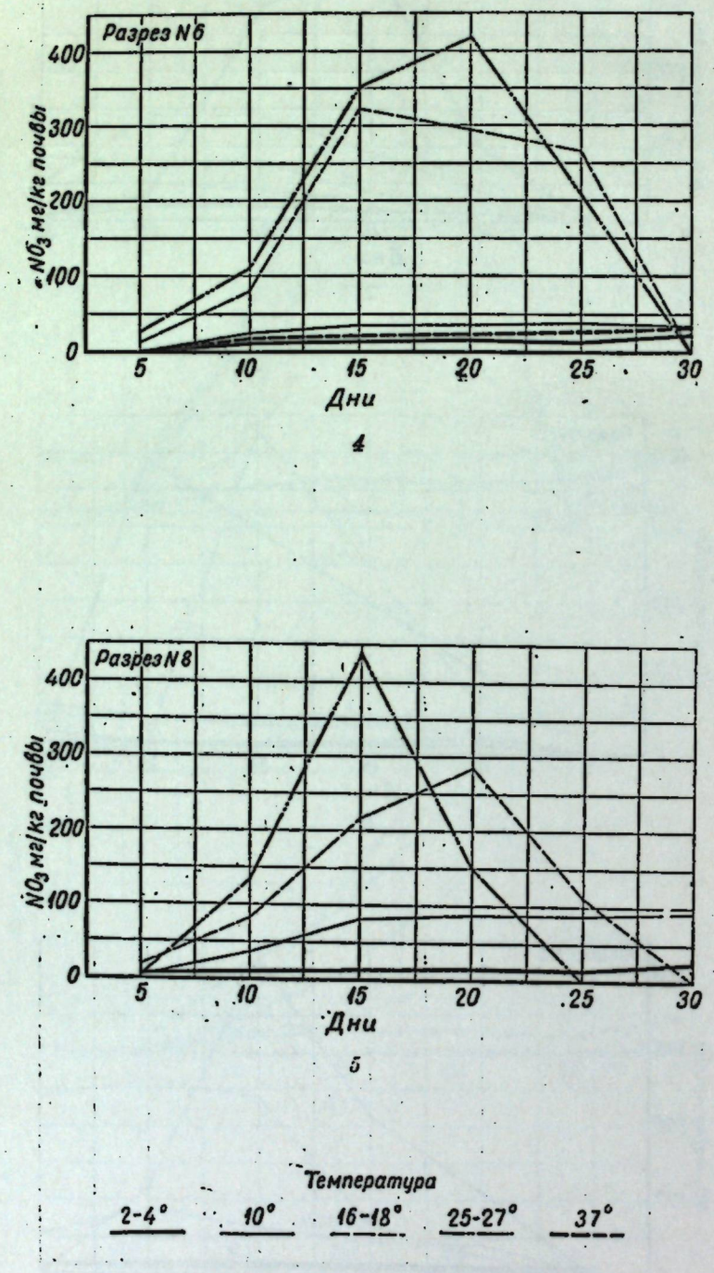


3



Фиг. 2. Ход накопления нитратов под влиянием химических реакций.

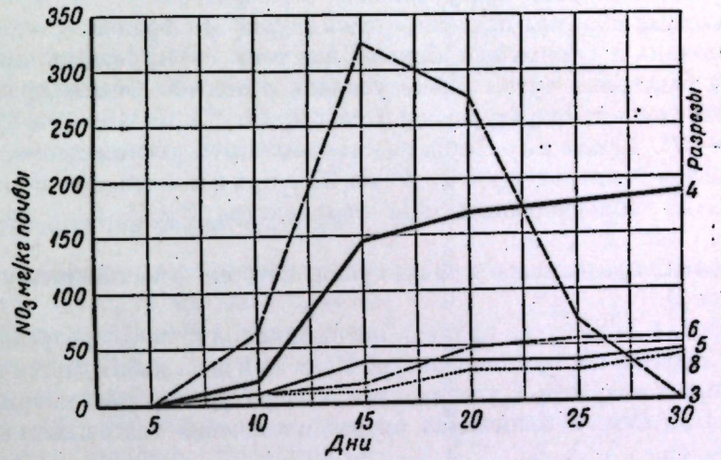




Фиг. 3. Влияние температуры на процесс накопления нитратов в высокогорных почвах Кавказа.

8 более благоприятны для развития нитрифицирующих бактерий, чем pH почвы разрезов 3 и 4, являющихся слишком кислыми.

В опыте со внесением в почву одного сернокислого аммония наблюдается уменьшение количества нитратов в образцах разрезов 4, 5, 6 и 8, что опять-таки можно объяснить подкислением среды, благодаря обменным реакциям между водородом почвы и ионом аммония соли. Внесение углекислого кальция в почву усиливает процесс нитрификации в почвах разрезов 4, 5, 6 и 8, благодаря прежде всего улучшению реакции среды. Исключением является почва разреза 3, в которой лишь через 25 дней опыта наблюдается некоторое увеличение нитратов.



Фиг. 4. Влияние колебаний температуры от 2—4° до 25° С на процесс накопления нитратов.

В опытах с внесением углекислого кальция и сернокислого аммония процесс нитрификации протекал наиболее энергично, и наибольший прирост нитратов обнаружен на 15-й день опыта в почвах всех разрезов, за исключением почвы разреза 3 (горно-луговая почва альпийской зоны).

Неблагоприятные факторы, влияющие на процесс нитрификации, как-то: кислая реакция почвы, недостаточность питательного материала для нитрифицирующих бактерий в наших опытах были устранены внесением в испытуемые почвы углекислого кальция и сернокислого аммония. На основании этого приходится допускать, что на данный процесс в почве разреза 3 оказывает неблагоприятное действие какой-то другой фактор.

Влияние различной температуры на нитрификацию

В литературе имеются указания о существовании разновидностей одного и того же микроорганизма, отличающихся между собой неодинаковыми температурными оптимумами развития.

В работе Мишустрина (12) имеется попытка выяснить температурные особенности бактерий, выделенных из почв различных географических зон.

Казанский (7) указывает, что при более низких температурах некоторые процессы развивались лучше, чем при обычных лабораторных условиях. При исследовании почв Арктики [Исаченко и Симакова (6)] мы наблюдали развитие нитрифицирующих бактерий при температуре 6—11°, в то время как при температуре 25° развитие данной группы бактерий в течение 3 месяцев не наблюдалось вовсе.

На основании этих данных перед нами и стал вопрос, не является ли в данном случае ограничивающим фактором для процесса нитрификации почвы разреза 3 лабораторная температура; т. е. 25—28°, при которой, как обычно, мы проводили все опыты. Для выяснения этого вопроса нами были проведены опыты при различных температурах.

В опытные образцы почв вносилось полное удобрение, т. е. сернокислый аммоний и углекислый кальций для того, чтобы создать нитрифицирующим бактериям оптимальные условия развития. Опыты проводились при следующих температурах: 1) 2—4°; 2) 10—12°; 3) 16—18°; 4) 25—28° и 5) 35—37°. Кроме того, были поставлены опыты по выяснению влияния меняющейся температуры с 2—4° на 25°, причем в течение 16 час. опытные почвы выдерживались при температуре 2—4° и 8 час. — при 25—28°.

Нитраты определялись в те же сроки, которые указывались уже выше (фиг. 2 и 3).

На фиг. 4 видно, что процесс нитрификации в почве разреза 3 очень сильно повышается при температуре 4°, на 15-й день наблюдается наибольший прирост нитратов. С увеличением температуры процесс нитрификации падает. При 25 и 37° количество нитратов в течение всего опыта очень незначительно.

В почве разреза 4 процесс нитрификации протекает наиболее энергично при температуре 16—18 и 25°. Наибольший прирост нитратов наблюдался при температуре 25° на 25-й день опыта, при температуре 16—18° на 20-й день. При температуре 2—4 и 37° количество нитратов во время всего опыта почти одинаково ничтожно.

В почвах разрезов 5, 6, 8 процесс нитрификации протекал наиболее энергично при температуре 25°. При температуре 2—4 и 37° прироста нитратов не обнаружено в течение всего опыта, т. е. 30 дней.

Температура 35—37°, как мы видим из всех вышеприведенных данных (фиг. 4), подавляет процесс нитрификации в почвах всех разрезов.

Колебания температуры почти не оказывают влияния на процесс нитрификации почвы разреза 3, довольно сильно сказываются на данном процессе в почве разреза 4 и подавляют в почвах разрезов 5, 6 и 8. Из вышеприведенных опытов можно было сделать предположение, что для нитрифицирующих бактерий почвы разреза 3 температурный оптимум развития лежит около 2—4° С, в то время как для той же группы бактерий других разрезов—25°; эти выводы вполне подтвердились нашими опытами, проведенными при вышеуказанных температурах с накопленными культурами Nitrosomonae и Nitrocystis, выделенными из исследуемых образцов почвы. Результаты исследований сведены в табл. 2.

Таким образом, можно с определенностью сказать, что в почве разреза 3 из области ледников (альпийская зона) нитрифицирующие бактерии имеют другой температурный оптимум развития (2—4°), в то время как данная группа бактерий почв в других разрезах (4, 5, 6 и 8) прекрасно развивалась при 25°, и в них температурный оптимум развития лежит при температуре 25°.

Нужно полагать, что в этих двух группах почв обитает один и тот же вид нитрифицирующих бактерий, но отличающийся неодинаковыми температурами оптимума развития.

Денитрифицирующие бактерии

Для обнаружения денитрифицирующих бактерий мы пользовались жидкой средой Гильтая, с индикатором Bromtymolblau. Опыт проводился при различной температуре: 2—4°, 10°, 16—18° и 35°. Исследуемая почва засевалась титрами. Истинные денитрифицирующие бактерии были обнаружены (табл. 1) во всех исследованных образцах почвы. Наиболее активными денитрифицирующие бактерии оказались в почвах разрезов 4, 5, 6 и 8 при температуре 35°, при температуре 2—4° данная группа бактерий была не активна, и процесс денитрификации протекал крайне вяло в течение 1½ месяцев. Денитрифицирующие бактерии разреза 3, наоборот, оказались более активными при температуре 2—4° и менее — при 35° (табл. 2).

Таким образом, данная группа бактерий в горно-луговой почве альпийской зоны имеет так же, как и нитрифицирующие бактерии этого разреза, температурный оптимум развития при температуре 2—4°С.

Таблица 2

Развитие нитрифицирующих бактерий и титр их при различных температурах

№ почв разр.	Глубина в см	Начало процесса при 2—4°С	Титр нитр. бакт.	Начало процесса при 10°С	Титр нитр. бакт.	Начало процесса при 16—18°С	Титр нитр. бакт.	Начало процесса при 25°С	Титр нитр. бакт.	Начало процесса при колебл. темп.	Титр нитр. бакт.
3	0—10	На 6 сут	10^{-3} г	На 10 сут.	10^{-3}	На 25 сут.	10^{-3}	На 30 сут.	10^{-1}	На 7 сут.	10^{-3}
4	0—20	» 26 »	10^{-2}	» 11 »	10^{-3}	» 25 »	10^{-3}	» 5 »	10^{-3}	» 18 »	10^{-1}
5	2—20	» 24 »	10^{-1}	» 25 »	10^{-2}	» 4 »	10^{-3}	» 3 »	10^{-2}	» 18 »	10^{-1}
6	0—7	» 26 »	10^{-1}	» 24 »	10^{-2}	» 4 »	10^{-3}	» 6 »	10^{-2}	» 18 »	10^{-1}
8	0—15	» 25 »	10^{-1}	» 23 »	10^{-2}	» 6 »	10^{-3}	» 5 »	10^{-3}	» 18 »	10^{-2}

Фиксация атмосферного азота Azotobacter и Clostridium Pasteurianum

Для обнаружения Azotobacter мы пользовались кремнекислыми пластинками Виноградского, пропитанными жидкой средой Бейеринка и понтанными культурами Виноградского. Опыты проводились при различной температуре. Несмотря на то, что некоторые почвы (разрезов 5 и 8) имеют pH =7.2 — 7.0, Azotobacter не был обнаружен ни в одном из исследуемых образцов.

Для выяснения причин отсутствия Azotobacter были проведены опыты с почвенными пластинками Виноградского, в которые была прибавлена чистая культура Azotobacter. Через 48 час. в образцах почвы разрезов 3,4 и 6 наблюдались колонии Azotobacter на пластинках, в которые прибавлялись смесь фосфатов и $CaCO_3$.

В образцах почвы разрезов 5 и 8 колонии Azotobacter были обнаружены в большом количестве на пластинках, в которые была внесена смесь фосфатов и $CaCO_3$. Эти данные указывают нам на недостаточность фосфатов и кальция в почвах разрезов 3, 4 и 6, а в почвах разрезов 5 и 8 — фосфатов.

Отсутствие Azotobacter в некоторых горно-луговых почвах отмечалось и другими исследователями [Домрачева (5), Лопатина (10), Симакова (19)].

Для обнаружения Clostridium Pasteurianum употреблялась жидкая среда Виноградского, которая засевалась титрами. Во всех исследуемых образцах брожение протекало крайне энергично. Наибольшее количество Clostridium Pasteurianum наблюдалось в почвах разрезов 5, 6 и 8. При просматривании мазков под микроскопом были обнаружены клетки типа Clostridium Pasteurianum.

Гранулярная реакция была положительной. Опыты, проведенные при различных температурах, дали положительный результат только при температурах 18—35°. При температурах 2—4° развитие Clostridium Pasteurianum не наблюдалось. Таким образом, если в альпийской зоне процессы нитрификации и денитрификации идут при низких температурах, то азотоусвоение протекает лишь при значительно высоких температурах (16°C).

Круговорот углерода

Маслянокислое брожение. Для обнаружения маслянокислых бактерий мы пользовались 2% глюкозным бульоном. Посев проводился титрами. Наибольшее количество бактерий данной группы было обнаружено в образцах почвы разрезов 5 и 8 (табл. 3).

Брожение клетчатки в аэробных условиях

Для выявления бактерий, разлагающих клетчатку в аэробных условиях, были проведены опыты на среде Гутчинсона и Клястона и на кремнекислых пластинках Виноградского. Опыты велись при различных температурах. В течение 1-го месяца ни в одном из исследуемых образцов разложения клетчатки не обнаружено. В литературе имеются указания на нахождение

Таблица 3

Физиологические группы бактерий, входящие в круговорот углерода и серы

№ разреза	Глубина образца в см	Титр маслянокислых бактерий	Аэроби. разлож. клетчатки	Анаэроби. разлож. клетчатки	Бактерии, разлагающие жир	Десу, бактерии	Тионовокислые бактерии	Денитр. и окисляющие серу бактерии
3	0—10	10^{-1}	не обнар.	на 12 сут.	не обнаружены	Не обнаружены		
	10—18	10^{-1}	»	» 14 »				
4	0—20	10^{-1}	»	» 11 »				
	20—40	10^{-2}	»	» 14 »				
5	2—20	10^{-3}	»	» 4 »	+			
	30—40	10^{-2}	»	» 10 »				
6	0—7	10^{-2}	»	» 20 »	не обнаружены			
	10—20	10^{-1}	»	» 24 »				
	50—60	10^{-1}	»	» 24 »				
8	0—15	10^{-4}	»	» 3 »	+			
	15—40	10^{-2}	»	» 3 »	не обнаружены			
	40—100	10^{-2}	»	» 10 »				

данной группы бактерий в некоторых горно-луговых почвах; так, Домрачева (5) не обнаружила их в горно-луговых почвах Юго-Осетии, Симакова (19) — в почвах с перевала Псеашхо Кавказского хребта и с горы Чучель Крымского заповедника. Это обстоятельство должно являться одной из причин накопления органического вещества в горно-луговых почвах.

Анаэробное разложение клетчатки. Для обнаружения бактерий, разлагающих клетчатку в анаэробных условиях, мы пользовались средой Омелянского. Опыты проводились при различной температуре. Наиболее энергично брожение клетчатки протекало при 35°. При температурах 2—4 и 10° разложение клетчатки наблюдалось лишь через 4 месяца после посева.

Наиболее активно протекало разложение клетчатки в образцах почвы разрезов 5 и 8 и наименее активно — в почве разреза 6. Эти данные согласуются с данными химической характеристики исследованных почв. Просматривая их, мы можем отметить большое накопление плохо разложившихся органических остатков и большое количество гумуса в образце верхнего горизонта разреза 6. В верхних горизонтах разрезов 5 и 8 количество органического вещества значительно меньше, чем в верхнем горизонте разреза 6. При микроскопическом исследовании разложившихся волокон клетчатки мы обнаружили бациллы типа палочки Омелянского и палочки с терминальной крупной овальной спорой, лежащие по волокнам разложившейся клетчатки. При более детальном изучении данного вида было выяснено, что выделенная новая бацилла с овальной спорой разлагает клетчатку очень энергично. Она описана нами в другой статье (20).

Бактерии, разлагающие жир. Для выявления бактерий, разлагающих жир, опыты проводились по методу Эйкмана. Данная группа бактерий была обнаружена в верхних горизонтах разрезов 5 и 8, в остальных образцах не обнаружена. Выделенные в чистую культуру бактерии этой группы энергичнее разлагали жир.

Круговорот серы

Десульфурирующие, тионовокислые, денитрифицирующие и окисляющие серу бактерии не были обнаружены ни в одном из исследуемых образцов.

Выводы

1. Количество гнилостных бактерий, расщепляющих белок до аммиака, падает с глубиной во всех почвенных разрезах.

2. Количество гнилостных бактерий, расщепляющих белок до сероводорода, обнаружено в незначительном количестве в верхних горизонтах всех почвенных разрезов.

3. Бактерии, сбраживающие мочевину, были обнаружены во всех образцах почвы, причем в верхних горизонтах процесс протекал очень энергично, в нижних — очень слабо.

4. Нитрифицирующие бактерии были обнаружены во всех образцах, за исключением горизонта 50—60 см разреза 5 и 40—100 см разреза 8.

5. Активность нитрифицирующих бактерий зависит от температурных условий.

6. В верхнем горизонте горно-луговой почвы альпийской зоны (разрез 3) нитрифицирующие бактерии имеют температурный оптимум 2—4°С.

7. В верхних горизонтах горно-луговых субальпийских почв (разрез 4), также бурых почв (разрез 5—6) и луговых почв долин (разрез 8) нитрифицирующие бактерии имеют температурный оптимум 25°.

8. Температура 35—37° С задерживает развитие нитрифицирующих бактерий в почвах всех разрезов.

9. При колебании температуры от 2—4 до 25° активность нитрифицирующих бактерий разреза 3 не падает, активность же данной группы бактерий в почвах остальных разрезов резко уменьшается.

10. Наибольшая активность нитрифицирующих бактерий проявляется в почвах всех разрезов в опытах с сернокислым аммонием и углекислым кальцием, т. е. при наличии благоприятных условий питания и реакции среды.

11. Денитрифицирующие бактерии обнаружены во всех исследованных образцах.

12. Температурный оптимум для денитрифицирующих бактерий почвы разреза 3 2—4° С.

13. Azotobacter не был обнаружен ни в одном из исследованных образцов.

14. Ограничивающим фактором для развития Azotobacter в почвах разрезов 3, 4 и 6 является недостаточность фосфатов и ненасыщенность почв

основаниями, в частности, кальцием, а в почвах разрезов 5 и 8 — недостаток фосфатов, что в отношении луговой почвы (разрез 8) вполне согласуется с химическими данными.

15. Clostridium Pasteurianum был обнаружен во всех исследованных образцах, причем брожение протекало особенно энергично в образцах верхних горизонтов при температуре 35°. Таким образом, главным азотоусвояющим агентом в почвах является здесь Clostridium Pasteurianum.

16. Маслянокислое брожение протекает во всех исследованных образцах почв.

17. Бактерии, сбраживающие клетчатку в аэробных условиях, не обнаружены ни в одном из исследованных образцов. Это обстоятельство должно являться одной из причин накопления органического вещества в горно-луговых почвах и Rohhumus в лесных.

18. Энергичное разложение клетчатки под влиянием жизнедеятельности анаэробных бацилл было обнаружено в почвах разрезов 5 и 8.

19. В верхнем горизонте разреза 6 разложение клетчатки протекало довольно слабо.

20. Температурный оптимум развития для бацилл анаэробного разложения клетчатки является 35°, при 2—4° разложение клетчатки протекало крайне вяло в течение 4 месяцев. (Дополнительное доказательство причин накопления органического вещества в горно-луговых почвах).

21. Из верхних горизонтов всех почвенных разрезов выделена новая бацилла с терминальной овальной спорой, энергично сбраживающая клетчатку в анаэробных условиях.

22. Бактерии, разлагающие жир, были обнаружены в верхних горизонтах разрезов 5 и 8.

Таким образом, исследованные почвы не отличаются друг от друга по групповому составу бактерий, обнаруженных в них.

Активность некоторых физиологических групп бактерий, зависящая от различных химических и физико-химических свойств почв и от климатических условий, очень различна. Отсутствие Azotobacter в почвах разрезов 3, 4 и 6, как указывалось выше, зависит, повидимому, от недостатка необходимого количества фосфатов и от ненасыщенности почвы кальцием. Отсутствие Azotobacter в почвах разрезов 5 и 8 зависит от недостатка фосфатов в почвах. Эти данные подтверждаются приведенными выше химическими данными.

Отсутствие бактерий, разлагающих клетчатку в аэробных условиях, и неактивность бацилл, сбраживающих ее в анаэробных условиях, способствует большому накоплению органического вещества (Rohhumus) в верхнем горизонте также и разреза 6 (подзолистой почвы), что подтверждается химическими данными.

Химический анализ и морфологическое описание почв разрезов 5 и 8 указывают на небольшое количество органического вещества в верхних горизонтах данных разрезов, что совпадает с данными микробиологического исследования — очень энергичное разложение клетчатки анаэробными бациллами.

Особенно интересным в данном исследовании является выделение особой расы нитрифицирующих бактерий, наибольшая активность которых наблюдалась при низкой температуре и которые при обычно применяемой в лаборатории температуре 25—27°С теряют свою активность. Это явление может указывать на приспособляемость некоторых видов микроорганизмов к климатическим условиям среды.

Таким образом, данная работа подтверждает мнение Мишустина о существовании особых рас одного и того же микроорганизма, отличающихся между собой неодинаковыми температурными оптимумами.

Принимая во внимание все вышеуказанные факторы (физико-химические свойства почвы, климатические условия среды и др.), влияющие на развитие тех или других физиологических групп бактерий, необходимо изучать микробиологические процессы в условиях, приближающихся к естественным условиям.

В заключение считаю приятным долгом выразить искреннюю благодарность зав. отделом Общей микробиологии ВИЭМ проф. Б. Л. Исаченко за предоставленную возможность провести эту работу в его отделе.

Кроме того, выражаю большую благодарность лаборанту отдела Общей микробиологии С. А. Рейнке за определения нитритов и нитратов в опытных почвах, при учете нитрифицирующей способности почвенных бактерий.

SUMMARY

The investigations described were carried on with two purposes in viev: 1/to establish the degree of expression of the typical podzol formation process in the high forests of the Caucasus, and 2/to enlighten the causes of the accumulation of organic matter in soils of the alpine and sub-alpine zones.

The materials for the investigation have been collected in 1931 in the Teberda region of the northern Caucasus by I. N. Antipov-Karataev, vhom belongs also the morphological descriptions. The objects of the investigation were soils of the alpine and subalpine zones, and also soils developed in the highland under forest and in valley conditions. The conclusions, based on data of chemical analysis which were accomplished by T. F. Antipova-Karataeva, are exposed in her article, showing, that the forest soils of the high regions of Caucasus are more or less unsaturated with bases; however no sharp differentiation of the profile into separate horizons is observed, the illuvial horizon is not formed, in the soil profile brown tints prevail. The uppermost horizon is often rich in rough organic matter which is but slightly humified (Rohhumus). Such is the aspect of the soil profile over great vertical distances (from several hundreds — up to 2—3 thousands metres above sea level). If this stage of soil-formation even may be called podzolic it should be considered as the very initial degree, and this for the majority of the mountain forest soils of Northern Caucasus. The cause of the slow advance of soil-formation, of the levelling of differences, consists, it seems, on the one hand in the perpetually prevailing influence of the parent rock on soil processes, which leads to the saturation of soil-solutions with compounds of alkaline-earth cations; these solutions can easily move within the soil cover along the slopes, affecting the lower-lying soils; on the other hand— in the peculiarities of the accumulation and of decomposition of organic remains, introduced into the soil. The removal of organo-mineral compounds by soil-ground waters so characteristic of the podzol region of the northern taiga zone was not observed on a lae scale in mountain-forest conditions of the high forests of the Caucasus and the Crimea. In the case of northern podzolic soils organic matter, having acid functions, has a peptising effect on sesquioxydes, forms complexes with them and removest hem from the upper horizons of the soil mass; herein consists chiefly, in the opinion of the author, the podzol formation process.

Besides this general chemical characteristics of the mineral and the organic parts of the investigated soils,a detailed biological investigation by means of a complex of generally adopted microbiologic methods was projected. This part of the work was accomplished by T. L. Simakova. It has shown, that: 1) the chemical processes in the soils to a certain point direct the biochemical processes: the insufficiency in the soil of Ca of P_2O_5 — leads to the exclusion of the processes of aerobic combining of nitrogen from the atmosphere, and this is observed in the majority of the investigated soils; 2) there exists a certain optimum of temperature conditions for the activity of nitrifying and denitrifying bacteria (2—4°C) in the alpine mountain-forest soils; 3) the cause of the accumulation of slightly-decomposed organic matter in mountain meadow soils is the absence of aerobic, as well as of anaerobic decomposition of cellulose; these processes are also but feebly experssed in the mountain forest soils of Northern Caucasus.

The present work is dedicated with a deep regard to the indefatigable investigator of Caucasus, the great naturalist F. J. Loewinson-Lessing.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов-Каратаев И. Н. и Прасолов Л. И. Почвы Крымского лесного заповедника. Труды Почвенного ин-та Академии Наук, т. VII, Л., 1933.
2. Антипов-Каратаев И. Н. Труды ноябр. сессии 1933 г. Академии Наук СССР, Л., 1934.
3. Антипов-Каратаев И. Н., Красников К. Н. и Клейн Ю. Н. К методике изучения подвижного калия в почвах. Труды Почвенного ин-та, т. XII, 1935.
4. Докучаев В. В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные воны, 1899.
5. Домрачева Е. А. К характеристике микробиологических процессов в почвах Юго-Осетии. Труды по изучению производ. сил. Серия Закавказская, вып. 2, Л., 1933.
6. Исаченко Б. Л. и Симакова Т. Л. Бактериологическое исследование почв Арктики. Труды Арктического института, т. IX, 1934.
7. Кавинский А. Ф. К микрофлоре Новой Земли. Труды Полярн. комиссии Академии Наук, вып. 7, 1932.

8. Ковда В. А. К географии подзолистой стадии почвообразования. Труды Почвенного ин-та, т. X, вып. 2, 1934.
9. Кузнецов Н. И. Принципы деления Кавказа на ботанико-географические провинции. Зап. Академии Наук СССР, т. XXIV, № 1, 1909.
10. Лопатина Г. В. Микробиологическая характеристика некоторых горных пород. Труды ин-та с.-х. микробиологии, т. IV, 1930.
11. Медведев Я. Об областях растительности на Кавказе, Тифлис, 1907.
12. Mischustin. Untersuchungen über die Temperaturbedingungen für bacterielle Processe. Centralbl. für Bacter. II, 66, 1925.
13. Мушкетов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. Труды Геол. ком., т. XIV, № 4, 1896.
14. Прасолов Л. И., Антипов-Каратаев И. Н. и Филиппова В. Н. Почвы Сочинской станции. Труды ЛОВИУА, вып. 35, Л., 1934.
15. Рейнгард А. Л. Стадии отступания дилювиальных ледников в бассейнах рр. Теберды и Кубани, Изв. Кавк. отд. РГО, т. XXIII, № 2, 1915.
16. Его же. Снеговая граница на Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом, Изв. Кавк. отд. РГО, т. XXIV, вып. 1—2, 1916.
17. Его же. Заметки о долинах-трогах Кавказа, Изв. Кавк. отд. РГО, т. XXIV, № 1, 1916.
18. Его же. Гляциально-морфологические наблюдения в Центральном Кавказе летом 1926 г. Изв. РГО, т. LIX, вып. 2, 1927.
19. Симакова Л. Т. Микробиологическая характеристика некоторых горно-луговых почв Крыма и Кавказа, Изв. Академии Наук СССР, I, 1932.
20. Его же. О новом возбудителе, разлагающем клетчатку в анаэробных условиях. Труды ВИЭМ (печатается).
21. Фигуровский И. В. Деление Кавказа на физико-географические области и районы, Изв. Кавк. отд. РГО, т. XXIV, № 2, 1916.
22. Чурсин Г. Ф. Поездка в Карачай, Изв. РГО, т. XXIII, № 3, 1916.
23. Шульга И. А. Типы почвообразования на Черноморском побережье. Труды Кубанско-Черноморск. научно-исслед. ин-та, 44, 1926.

СОДЕРЖАНИЕ

Панков Л. М. — Современное состояние вопроса о податливости почв к эрозии 6
Белоусов В. Т. — Определение минералогического состава тонких фракций (< 001 мм) осадочных пород и почв при помощи иммерсионного метода . 31
Замятченский П. А. — К вопросу о поглощающем комплексе 45
Шаврыгин П. И. — Физические свойства почв в зависимости от состава поглощенных оснований 51
Прасолов Л. И. — К вопросу о классификации и номенклатуре почв . . . 101
Роде А. А. — К вопросу о степени подзолистости 113
Быстров С. В. — Материалы к познанию подзолистого процесса:
I. Несколько данных о содержании кислорода в воде подзолистых и глеевых почв 163
II. Несколько данных о составе и образовании ортштейнов в подзолистых почвах 185
Полынцева О. А. и Иванова Е. Н. — Комплексы пятнистой тундры Хибинского массива и их эволюции в связи с эволюцией почвенного и растительного покровов 213
Тихеева Л. В. — К вопросу о генезисе и эволюции лесных почв в Ленинградской области 267
Михайловская О. Н. — К вопросу о генезисе высокогорных почв 315
Антипов-Каратаев И. Н., Антипова-Каратаева Т. Ф. и Симакова Л. Т. — О горнолесных и горно-луговых почвах района Теберды Северного Кавказа 367

CONTENTS

Pankov L. M. — Present status of the problem of soil susceptibility to erosion. 6

Belousova V. T. — Determination of the Mineralogical composition of thin fractions of sedimentary rocks and soils by means of the immersion method. 31

Zamiatschensky P. A. — The absorpsion complex problem. 45

Shavrigin P. I. — The physical properties of soils in accordance with the absorbed bases composition of ortsteins in podzolised soils 51

Prasolov L. I. — On the problem of soils classification and nomenclature . . 101

Rode A. A. — To the problem of the Degree of podsolisation 113

Bistrov S. V. — Notes on the process of podsolisation:
I. A few data on the hydrogen content of the podzolised and gley soils water 163
II. A few data on the composition and formation of ortshteins in podzoliesed soils. 185

Polynzeva O. A. and Ivanova E. N. — The Kibinsky Massiv Spotty Tundra complexes and their evolutions in connection with the evolution of the soil and vegetative crust. 213

Ticheeva L. V. — Some notes on the genesis and evolution of the forest soils of Leningrad district 267

Michailovskaja O. N. — On the problem of the high-mountain soils genesis 315

Antipov-Karataev I. N., Antipova-Karataeva T. F. and Simakova L. T. — On the mountain meadow- and mountain-forest soils of the Teberda district, North Caucasus 367