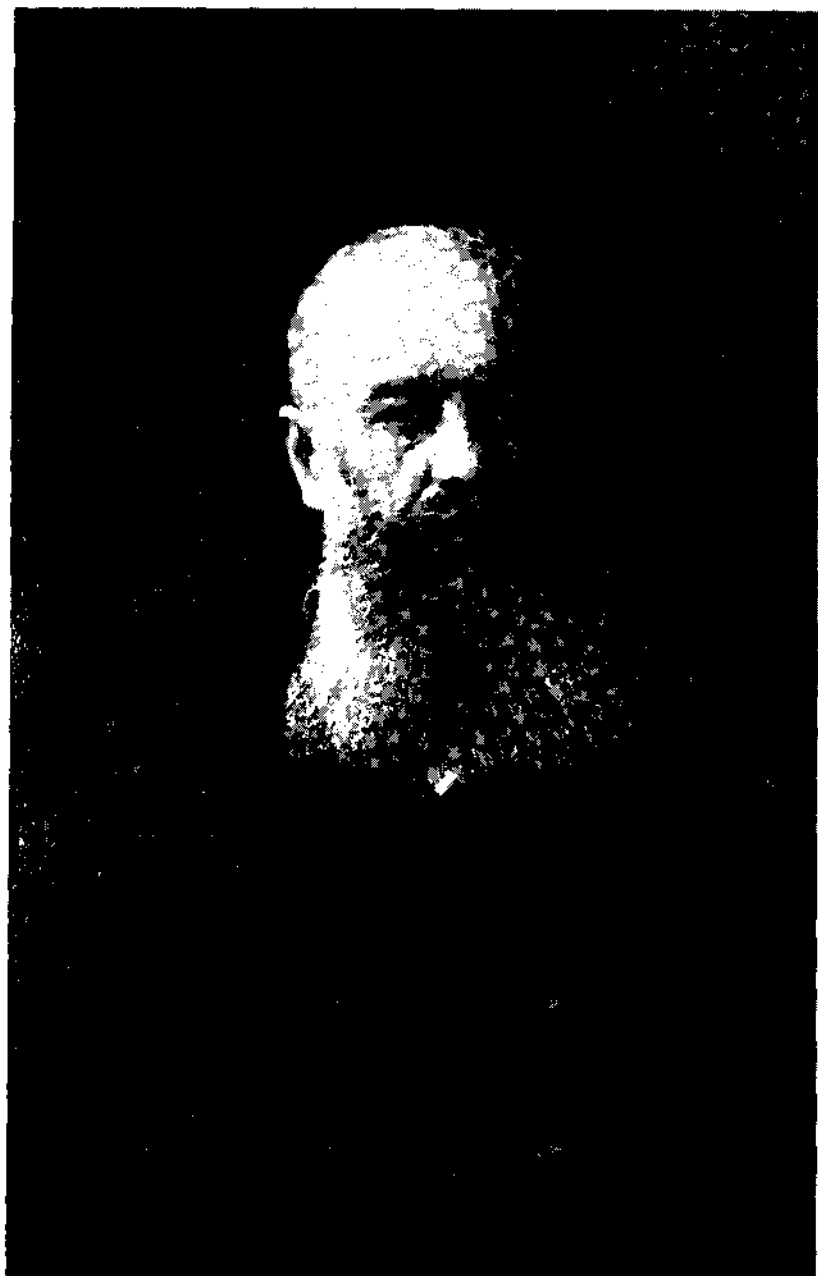


**география,  
генеzis  
и плодородие  
почв**

---

**НАУЧНЫЕ  ТРУДЫ**

---



В. В. Докучаев (1846—1903).

ВСЕСОЮЗНАЯ ОРДЕНА ЛЕНИНА АКАДЕМИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ НАУК  
имени В. И. ЛЕНИНА

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ МУЗЕЙ ПОЧВОВЕДЕНИЯ имени В. В. ДОКУЧАЕВА

---

СБОРНИК ТРУДОВ ✦  
ВЫПУСК V

# География, генезис и плодородие почв



ЛЕНИНГРАД. ИЗДАТЕЛЬСТВО „КОЛОС“ • 1972

**География, генезис и плодородие почв.** Сб. трудов, вып. V. Л., «Колос», 1972, 271 с.

В сборник входят статьи теоретического, экспериментального и методического характера, посвященные изучению почв и почвенных процессов главным образом лесной, а также лесостепной и степной зон.

Основное содержание сборника составляют статьи по изучению биотехимической сущности почвообразования, географо-генетических вопросов почвообразования, изменений почв в процессе окультуривания и микробиологических процессов в почвах.

Сборник рассчитан на широкий круг специалистов сельскохозяйственного, биологического и географического профилей: научных работников, агрономов и лесоводов, преподавателей, аспирантов, студентов.

4-3-4  
30-72

**Редакционная коллегия:**

**В. К. ПЕСТРЯКОВ** (гл. редактор), **Т. В. АРИСТОВСКАЯ**, **В. А. ДОЛОТОВ**, **В. В. ПОНОМАРЕВА**, **Т. А. РОЖНОВА**

## В. В. ДОКУЧАЕВ — ОСНОВОПОЛОЖНИК ГЕОГРАФО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО ПОЧВОВЕДЕНИЯ

В 1971 г. научная общественность страны отметила 125-летний юбилей со дня рождения В. В. Докучаева. Профессор Петербургского университета В. В. Докучаев был выдающимся ученым, сыгравшим огромную роль в развитии целого комплекса наук. Его научные интересы распространялись на геологию, минералогию, геоморфологию, географию, почвоведение и агрономию. В. В. Докучаев явился основоположником современного почвоведения.

В 1875 г. редактор статистического отдела Департамента земледелия и сельского хозяйства В. И. Чаславский пригласил принять участие в составлении почвенной карты Европейской России молодого магистра минералогии и геологии Петербургского университета В. В. Докучаева. Этот выбор был не случаен. Докучаев с самого начала своей научной деятельности обращал пристальное внимание на изучение почв.

В 1878 г. Чаславский неожиданно скончался и вся работа по окончанию составления почвенной карты выпала на долю Докучаева. Так В. В. Докучаев вступил в область науки о почве. В 1879 г. им был составлен объяснительный текст к почвенной карте — известная работа «Картография русских почв».

23 сентября 1876 г. в Вольном экономическом обществе было заслушано сообщение профессора А. В. Советова «О черноземе». В своем сообщении А. В. Советов сделал краткое описание естественноисторических условий черноземной зоны и подчеркнул, что относительное благополучие земледелия России заключено в высоком плодородии черноземов. В прениях по докладу выступил молодой геолог В. В. Докучаев, давший краткую характеристику основной почвообразующей породы черноземов — лёсса. Зоолог М. Н. Богданов, изучавший степных насекомых, изъявил желание выступить с докладом о черноземе. Секретарь Вольного экономического общества профессор А. И. Ходнев поддержал Богданова, напомнив, что еще 30 лет назад общество пыталось организовать исследование черноземов. Спустя два месяца состоялся доклад М. Н. Богданова «О черноземе и его практическом и научном значении». Подчеркнув разнообразие черноземов и перечислив теории, объяснявшие его происхождение, докладчик отметил, что чернозем образовался «из остатков наземных растений». Ключение

громადного периода времени». Доклад Богданова вызвал оживленные прения. В. В. Докучаев подверг критике положение о том, что чернозем может образовываться не только под степной растительностью, но якобы и под лесом. В прениях выступил известный химик А. М. Бутлеров, впервые отметивший возможность поглощения почвой азота воздуха.

Обобщая выступления, А. В. Советов подчеркнул необходимость составления единой программы исследования черноземов. Развивая далее эту же мысль, А. И. Ходнев предложил организовать при Вольном экономическом обществе специальную комиссию для выработки программы новых исследований русского чернозема. (В состав комиссии вошли М. Н. Богданов, В. В. Докучаев, А. И. Ходнев и А. В. Советов). «Черноземная комиссия» явилась первой научной организацией в России по изучению почв. Прослушав доклад Докучаева «Итоги о русском черноземе», комиссия пришла к заключению о необходимости разбить предстоящие работы на две части: 1) исследования геолого-географические и 2) исследования физико-химические. Первая половина исследований (изучение почв всех главнейших черноземных областей России) была поручена В. В. Докучаеву. Вторую половину — аналитическую обработку собранных Докучаевым образцов почв — проделали профессор П. А. Костычев и К. Г. Шмидт.

В летние месяцы 1877 и 1878 гг. В. В. Докучаев пересек всю черноземную полосу России. Уже после первого года полевых исследований он сделал два доклада в Вольном экономическом обществе и иллюстрировал свое выступление обширной коллекцией черноземных почв и схематической почвенной картой черноземной полосы. «За минувший год, — отмечалось в отчете о работе общества за 1877 г. — самое видное место занимает, бесспорно, вопрос об исследовании русского чернозема».

В 1878 г. состав «черноземной комиссии» пополнился виднейшими представителями русской науки: Д. И. Менделеевым, А. М. Бутлеровым и А. А. Иностранцевым, а впоследствии П. А. Костычевым и А. И. Воейковым.

Летом 1881 г. Докучаев на средства Петербургского общества естествоиспытателей еще раз посетил черноземную зону. Эта поездка завершила полевые исследования русского чернозема.

В 1883 г. вышел из печати отчет Докучаева Вольному экономическому обществу «Русский чернозем», а осенью того же года он защитил эту работу в Петербургском университете в качестве докторской диссертации.

С момента опубликования «Русского чернозема» берет начало новое научное представление о почве. Впервые в истории науки Докучаев показал, что почва не геологическое образование, нанос, а самостоятельное естественноисторическое тело,

возникающее в результате сложного взаимодействия геологических и биологических факторов.

В 1882 г. Докучаев был приглашен Нижегородским земством произвести исследования и оценку земель губернии, чтобы установить «более справедливые налоги», учитывающие различное плодородие почв.

Нижегородские работы продолжались с 1882 по 1886 гг. Результатом их явились четырнадцать томов отчета Нижегородскому земству, представляющих по сути дела первое руководство по географо-генетическому почвоведению. Роль докучаевских новгородских работ в развитии русского почвоведения чрезвычайно велика. Была составлена первая научно обоснованная почвенная карта. Вместо имевшихся попыток классификации почв по отдельным признакам (механическому или химическому составу) был дан новый естественноисторический принцип выделения почвенных единиц.

В 1888 г. Докучаев в докладе «Об изучении русских почв» поставил перед Вольным экономическим обществом вопрос о необходимости создания постоянной Почвенной комиссии — научного центра, планирующего изучение русских почв. Предложение было принято. В состав Почвенной комиссии было избрано 16 человек (В. В. Докучаев, А. Н. Бекетов, А. С. Ермолов, А. В. Советов, П. А. Земятченский, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Г. И. Танфильев, А. Р. Ферхмин, П. Ф. Бараков и другие). В программу деятельности комиссии были включены исследования главнейших типов почв России, разработка почвенной классификации и номенклатуры, составление общей почвенной карты России.

В 1888 г. Докучаев был приглашен земством Полтавской губернии провести исследование почв «по нижегородскому образцу». Совершив рекогносцировочный объезд, он распределил участников экспедиции по уездам. Под руководством Докучаева работали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Р. Ферхмин, А. С. Георгиевский, К. Д. Глинка, П. А. Земятченский, В. И. Вернадский и А. Н. Краснов.

В период полтавских работ Докучаев вместе с молодыми учениками развил новые направления в науке о почве. По распространению серых лесных почв была составлена карта древних лесов Полтавской губернии и тем самым положено начало реставрации на основе изучения реликтовых признаков почв физико-географических условий прошлого.

Летом 1891 г. страшная засуха поразила черноземную полосу России. В условиях царской России эти периодические явления природы неизбежно сопровождались массовым обнищанием и вымиранием крестьян. Вся прогрессивная общественность России откликнулась на небывалое по своим масштабам народное бедствие. Не остался равнодушным к нему и

В. В. Докучаев, ставший к этому времени крупнейшим знатоком степного края.

В 1891 г. была организована лесным департаментом «Особая экспедиция по испытанию и учету различных способов и приемов лесного и водного хозяйства в степях России». В 1892 г. вышла известная книга Докучаева «Наши степи прежде и теперь», где была блестяще нарисована не только картина развития степи в историческом прошлом, но и намечены на основе этого развития конкретные пути реконструкции природы степных районов.

С лета 1892 г. экспедиция приступила к работе. Н. М. Сибирцев и К. Д. Глинка, работая в Каменной степи, детально изучали геологическое строение, рельеф и грунтовые воды участка. П. А. Земятченский исследовал почвы Великого Анадоля. Метеорологические наблюдения возглавлял Н. П. Адамов. Ботанические исследования проводили Г. И. Таифильев и Г. Н. Высоцкий. Известный агроном П. Ф. Баракон разработал программу сельскохозяйственных опытов по влиянию защитных полос на полевые культуры. Осенью 1893 г. Докучаев и его помощники заложили в Каменной степи первые лесные полосы.

Важнейшей задачей исследований Докучаев считал установление норм между площадями леса, воды, лугов и посевов, подходя, таким образом, к необходимости правильной организации сельскохозяйственной территории, отсюда и широкий, чрезвычайно обширный круг вопросов, который охватила экспедиция. Она разработала тип лесных полос и доказала их защитное влияние на поля, был предложен девятипольный севооборот, включающий три поля многолетних трав, проведены работы по закреплению оврагов и созданию искусственных водоемов. Результатом работ экспедиции явилась разработка первого плана преобразования природы и сельского хозяйства засушливой степи.

Работа Особой экспедиции продолжалась с 1892 по 1898 гг. Полученные данные были опубликованы в 18 томах Трудов экспедиции.

В 1892 г. В. В. Докучаев занял должность директора Ново-Александровского института сельского хозяйства и лесоводства. На всю Россию в этот период имелись лишь два высших учебных агрономических заведения — Петровская (ныне Тимирязевская) земледельческая академия и Ново-Александровский институт. Благодаря неустанным хлопотам Докучаева в Ново-Александровском институте была открыта первая в мире кафедра почвоведения. Основание кафедры почвоведения означало официальное признание новой науки. Этот факт являлся огромной победой Докучаева. Заведывание кафедрой Докучаев поручил своему ученику Н. М. Сибирцеву.



Переутомление не проходит даром: осень и зиму 1896—1897 гг. Докучаев проводит в больнице. Тяжелое личное горе — смерть жены, Анны Егоровны, верной спутницы жизни — постигает Докучаева. «Все мое спасение в работе», — писал он в тот период.

После оправившись от болезни, Докучаев летом 1898 г. исследует почвы Бессарабии, а затем по предложению Закавказского статистического комитета приступает к исследованию почв Кавказа. Эти исследования позволили В. В. Докучаеву завершить учение о горизонтальных и вертикальных зонах природы. Положение о зональности почв являлось принципиально новым разделом докучаевского учения о почве. Не ограничившись описанием природных зон, он создает первую почвенную карту мира. Карта В. В. Докучаева «Почвенные зоны северного полушария» экспонировалась в 1900 г. на Всемирной выставке в Париже.

Однако силы В. В. Докучаева были сломлены. В 1900 г. он был помещен в лечебницу. Смерть наступила три года спустя, в ноябре 1903 г.

В. В. Докучаев создал новую науку о почве — географо-генетическое почвоведение. До этого почвоведения как науки не существовало. Почва рассматривалась как пахотный слой, или как горная порода. Во времена Докучаева всеобщим признанием пользовалась идея Гумбольдта об отсутствии связи географических условий и распределения горных пород (а следовательно и их аналогов — почв).

Важнейшей идеей в стройном учении Докучаева о почвах является рассмотрение их как самостоятельного естественно-исторического тела. Говоря о самостоятельности почвы, он подчеркивал отличие ее от горных пород. Вслед за минералами, животными и растениями почвы представляют, по образному выражению Докучаева, четвертое царство природы. Открытие этого царства — бессмертная заслуга В. В. Докучаева. Именно самостоятельность почвы как естественно-исторического тела обусловила необходимость создания науки о почве.

Называя почвоведение естественноисторической дисциплиной, Докучаев тем самым подчеркивал два принципиально новых представления о почве: 1) почва является естественным объектом природы, а не простой смесью перегноя и минеральной части почвы, верхним растительно-наземным слоем горной породы, как считали представители геологического и агрономического почвоведения, предшествовавших новой науке о почве; 2) признав почвоведение исторической наукой, Докучаев тем самым подчеркнул идею развития почв во времени. Изучение почвы — самостоятельного тела природы в рамках почвоведения — естественноисторической дисциплины означало начало научного исследования почв.

В наше время представление о почве как определенном морфогенетическом профиле стало настолько очевидным, что даже трудно полностью оценить гениальность докучаевского представления о профильном строении почвы. Уместно подчеркнуть, что зарубежные почвоведы в свое время называли русское почвоведение профильным, подчеркивая тем самым его качественное отличие от западного почвоведения.

Докучаев далеко не сразу пришел к понятию о почве как системе генетически связанных горизонтов. В своих ранних работах он ограничивал понятие о почве гумусовым горизонтом. В 1886 г. Докучаев приходит к четкой формулировке положения о том, что естественнее всего считать за почву два верхних горизонта (А и В), нижний горизонт (С) следует рассматривать как подпочву.

Н. М. Сибирцев дает более четкую формулировку представления о почвенном профиле, как о сформировавшемся по известному типу комплексу почвенных горизонтов.

Рассматривая почву по вертикальной оси (профилю) и впервые введя географическое представление об изменчивости почвенного покрова, Докучаев стал изучать почву в трехмерном пространстве, вместо господствовавшего раньше изучения почвы как массы в одной точке. В связи с этим напомним, что в учебнике Н. М. Сибирцева специальная глава посвящена рассмотрению почвы как массы. Эта глава подытожила весь период изучения почв до Докучаева. Если учесть, что Докучаев ввел представление о развитии почв во времени, то мы можем с полным основанием прийти к следующему выводу: Докучаев впервые начал изучать почву в пространстве и времени и, таким образом, поставил ее изучение на вполне материалистические основы.

Рассмотрение Докучаевым в широтном и вертикальном распространении почвенного покрова четко сформулированных в законе зональности почвы, положило начало географическому изучению почв. В работах Докучаева и его учеников приводятся характеристики основных почв всех зон России.

Для правильного понимания географической изменчивости почвенного покрова В. В. Докучаев разработал теорию факторов почвообразования. Следует подчеркнуть, что установление участия того или иного фактора в формировании почвы представляет не только теоретический интерес. Последнее необходимо для анализа соотношения факторов почвообразования, на котором покоится сравнительно-географический метод исследований почв.

Вершиной творчества В. В. Докучаева явилось учение о зонах природы. Отмечая, что климат, растительность и животные организмы распределяются с севера на юг в определенном, закономерном порядке, Докучаев констатировал наличие генетической связи между мертвой и живой природой. Важней-

шим результатом взаимодействия живой и мертвой природы является почвообразование. Установив, что почвы являются зеркалом ландшафта, Докучаев пришел к логическому выводу о паличии зональности почв. Зональное распределение почв было блестяще доказано в серии работ Докучаева. Эти работы оказали большое влияние не только на развитие почвоведения, но и на весь комплекс естественных наук. Именно поэтому Докучаев считается основоположником современного направления в географии.

В своем учении Докучаев развил представление о «единой, цельной и нераздельной» природе. Это положение легло в основу современного естествознания, полностью отвечая современному философскому мировоззрению о природе. В ряде работ Докучаев писал, что в течение XIX столетия естествоиспытатели изучали отдельные тела природы: минералы, горные породы, растения и животных, достигнув в этом отношении больших успехов. Однако, как справедливо он утверждал, главное внимание следует уделять изучению соотношения, генетической закономерной связи между мертвой и живой природой. Изучение этого взаимодействия составляет, по выражению Докучаева, «сущность познания природы, высшую прелесть естествознания». В центре этого нового направления познания природы ядром учения о соотношении между живой и мертвой природой должно быть поставлено географо-генетическое почвоведение. Эти справедливые, полные глубокого философского смысла положения Докучаева прекрасно отражают огромную роль науки о почве, являющейся краеугольным камнем всех естественных наук.

## ЭКСПОЗИЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО МУЗЕЯ ПОЧВОВЕДЕНИЯ ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА

Центральный музей почвоведения им. В. В. Докучаева является одним из крупнейших в мире музеев широкого почвенно-географического профиля. Это создает ему известность в нашей стране и за ее пределами.

Официально музей открыт в 1904 г. Почвенные коллекции, картографические и прочие материалы были собраны В. В. Докучаевым и другими учеными значительно раньше. Они неоднократно экспонировались на всероссийских и международных выставках. Открытый уже после смерти В. В. Докучаева музей называли Почвенным музеем Вольно-экономического общества, но почвоведы называли его докучаевским. Этим названием стремились почтить память основателя русской школы почвоведов и подчеркнуть его непосредственное участие в организации первого государственного почвенного учреждения.

Музей был задуман как научно-исследовательское учреждение. И, действительно, не ограничиваясь экскурсиями и пропагандистской деятельностью, уже с 1907 г. при музее начала действовать лаборатория механического и химического анализа почв.

Одна из задач, поставленных перед музеем, заключалась в собирательстве образцов почв и сведений о них с целью дать представление о почвенном покрове всей страны. И в первые годы музей планомерно пополнялся экспонатами. Среди поступлений того времени были экспонаты, которые и сейчас, находясь в экспозиции музея, смотрятся с большим интересом. К ним относятся рельефная карта почв Полтавской губернии, созданная по данным почвенных исследований под руководством Докучаева, 4-метровый монолит, взятый Г. Н. Высоцким и многое другое.

В 1912 г. был учрежден Докучаевский почвенный комитет, ставший авторитетным центром почвенной науки. Он объединил и сосредоточил в новом помещении коллекции Докучаевского музея и музея азиатских почв Переселенческого управления. Однако скоро помещение музея стало тесным, и вновь поступающие монолиты почв складывались в кладовые. Средства, выделяемые музеем комитетом, были ничтожны.

В 1918 г. музей перешел в ведение Академии Наук. В 1925 г. в связи с созданием Почвенного института АН СССР, музей

был передан институту, переведен в его здание и расширен.

В эти годы, особенно в связи с подготовкой ко II международному конгрессу почвоведов, музей реконструируется. В новой экспозиции, разработанной под руководством Б. Б. Полянова, коллекции почв были систематизированы, дополнились образцами материнских пород, растительности, множеством фотографий и карт.

В 1946 г., в столетнюю годовщину со дня рождения Докучаева, постановлением СНК СССР музей был выделен в самостоятельное учреждение АН СССР, получив название Центрального музея почвоведения им. В. В. Докучаева. С 1961 г. музей находится в системе Почвенного института ВАСХНИЛ.

За все годы существования в музее непрерывно обновлялись и совершенствовались экспозиции, в них отражались новейшие данные науки о почве и возможно полно представлялся почвенный покров страны. Одновременно улучшались методы музейного показа, пополнялись экспонатами выставочные залы и фонды.

Существующая экспозиция, разработанная коллективом научных работников под руководством З. Ю. Шокальской и А. А. Завалишина и оформленная в 50-х годах, состоит из следующих отделов: 1) общих закономерностей почвообразования и географии почв; 2) почв тундровой и лесной зон; 3) почв лесостепной и степной зон; 4) почв полупустынных и пустынных зон; 5) почв горных областей; 6) сельскохозяйственного освоения и использования почв в различных зонах; 7) истории развития отечественного почвоведения; 8) почв зарубежных стран (создан в 1970 г.).

Главной задачей Центрального музея почвоведения им. В. В. Докучаева, наряду с широкой популяризацией научных знаний о почве, является работа по систематике почв, включающая создание, хранение, изучение и экспонирование основных таксономических единиц систематического списка почв СССР. Строго систематизированные коллекции составляют основной научный фонд музея, являясь «живым каталогом» всех видов, подтипов и типов почв Союза ССР. Систематическая коллекция почв аналогична ботаническому гербарии. На ее основе возможно изучение диагностики и систематики таксономических почвенных подразделений на территории СССР.

Систематические коллекции почв являются главным содержанием музейной экспозиции. Принцип систематики и географии почв, положенный в основу построения экспозиции, позволяет отразить современное состояние классификации почв, дать представление о типах и подтипах почв страны и проследить закономерности и особенности пространственного размещения их в широтных зонах и горных областях.

В настоящее время в музее сосредоточена обширная коллекция почв СССР и ряда зарубежных стран. Наряду с монолитами, поступившими в музей в последние годы, бережно хранятся образцы почв, взятые 40—50 и более лет назад. К таким экспонатам, представляющим большую научную и музейную ценность, относятся образцы почв, собранные В. В. Докучаевым, Г. Н. Высоцким, А. М. Панковым, Б. Б. Полиновым, Л. П. Прасоловым, Н. М. Прохоровым, А. А. Родэ, Е. Н. Ивановой, А. А. Завалишиным и др.



Рис. 1. Стенд «Почвы Западно-Сибирской провинции».

Экспозиция отделов начинается показом систематической коллекции почв, позволяющей представить основные элементы почвенного покрова зоны (или зон)— типы, подтипы почв. Характер почвенного покрова небольших регионов (провинций) раскрывается в коллекциях почв, подобранных как в виде систематического ряда, так и в виде почвенных сочетаний, комплексов.

Для более наглядного и полного представления о процессах, формирующих почву, взаимодействии почв с другими элементами природы, о составе и свойствах почв, натурные экспонаты дополняются и сопровождаются картографическими,

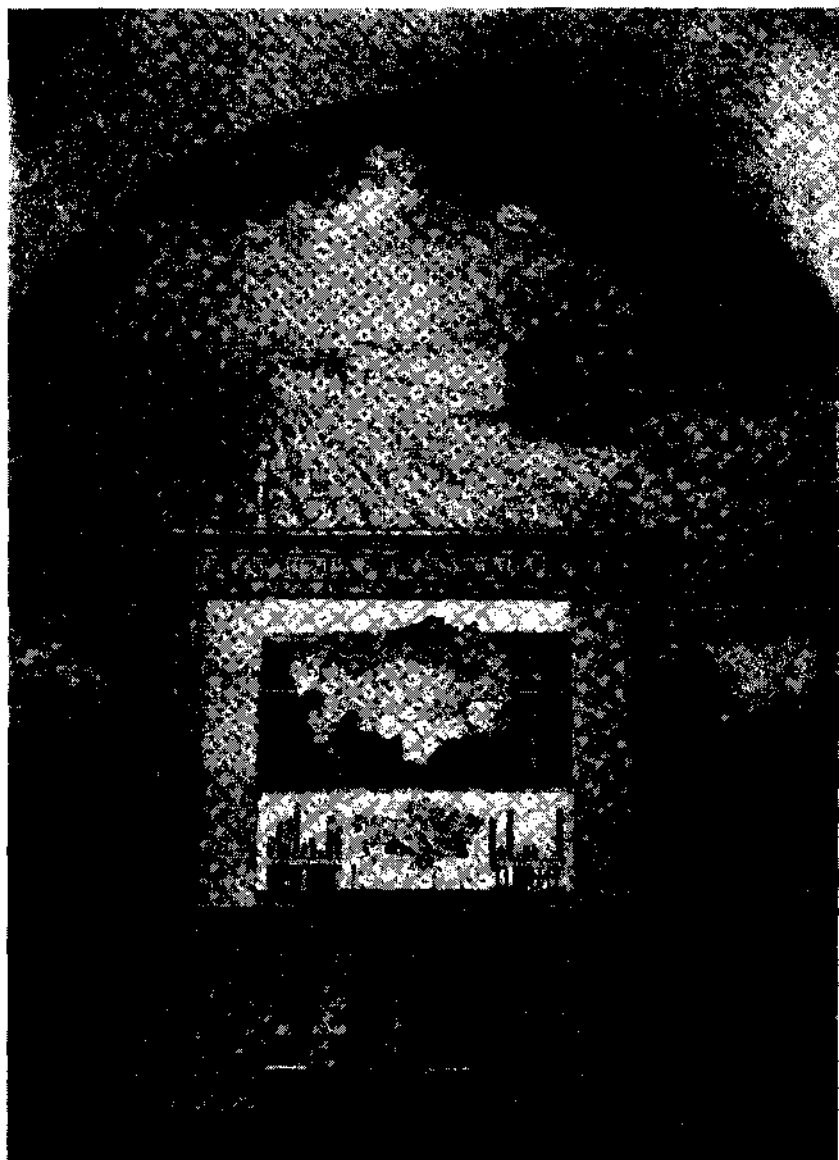


Рис. 2. Стенд «Почвы степного Казахстана».

аналитическими и художественными материалами; монолиты почв демонстрируются в сочетании с диорамами, дающими целостное представление о ландшафте. Ландшафтно-географический метод, примененный в экспозициях музея, позволяет рассматривать почву в неразрывной связи с окружающей географической средой, т. е. с позиций докучаевского генетического почвоведения. Особое внимание в экспозиции музея уделяется оценке и характеристике земельных ресурсов страны, вопросам плодородия почв и способам его повышения.

Экспозиция первого отдела отражает современные научные представления о сущности почвообразования и закономерностях развития и пространственной изменчивости почв, а также о характере и структуре земельных ресурсов как нашей страны, так и Земли в целом. Обзор начинается со стенда «Начальные стадии почвообразования на кристаллических породах», материалы которого раскрывают ведущую роль организмов и продуктов их жизнедеятельности в образовании почв и формировании их главного свойства — плодородия. Центральным экспонатом стенда является пленочный монолит примитивной почвы на выветриваемом граните. Он смонтирован в диораму и демонстрируется на фоне горного ландшафта. На переднем плане диорамы, на каменистых осыпях, видны колонии литофильных организмов — первых агентов выветривания и почвообразования. Приведенные фотографии, рисунки, графики иллюстрируют процесс обмена веществ между поселившимися организмами и окружающей средой, избирательное поглощение ими элементов из породы, формирование в состав минеральной и органической частей возникшей почвы.

Экспонируемые материалы дают, таким образом, анализ процесса первичного почвообразования и приводят к главному выводу о том, что «почва — это верхний горизонт литосферы, активно вовлеченный в биологический круговорот и связанный с деятельностью организмов» (Вернадский).

В экспозиции следующего стенда — «Кора выветривания и рыхлые почвообразующие породы» — рассматриваются процессы выветривания горных пород и минералов, явления миграции минеральных веществ в земной коре, а также формирование и географическое размещение продуктов выветривания. В большой коллекции образцов представлены отдельные стадии выветривания пород и минералов, основные типы кор выветривания (обломочная, силлитная, ферраллитная и др.), различные группы осадочных пород и рыхлых поверхностных отложений, являющихся преимущественно почвообразующими породами. Натурные образцы дополняются иллюстрациями, в которых раскрывается непрерывно идущий в земной коре процесс превращения пород и минералов, показывается схема формирования рыхлых поверхностных отложений, приведены



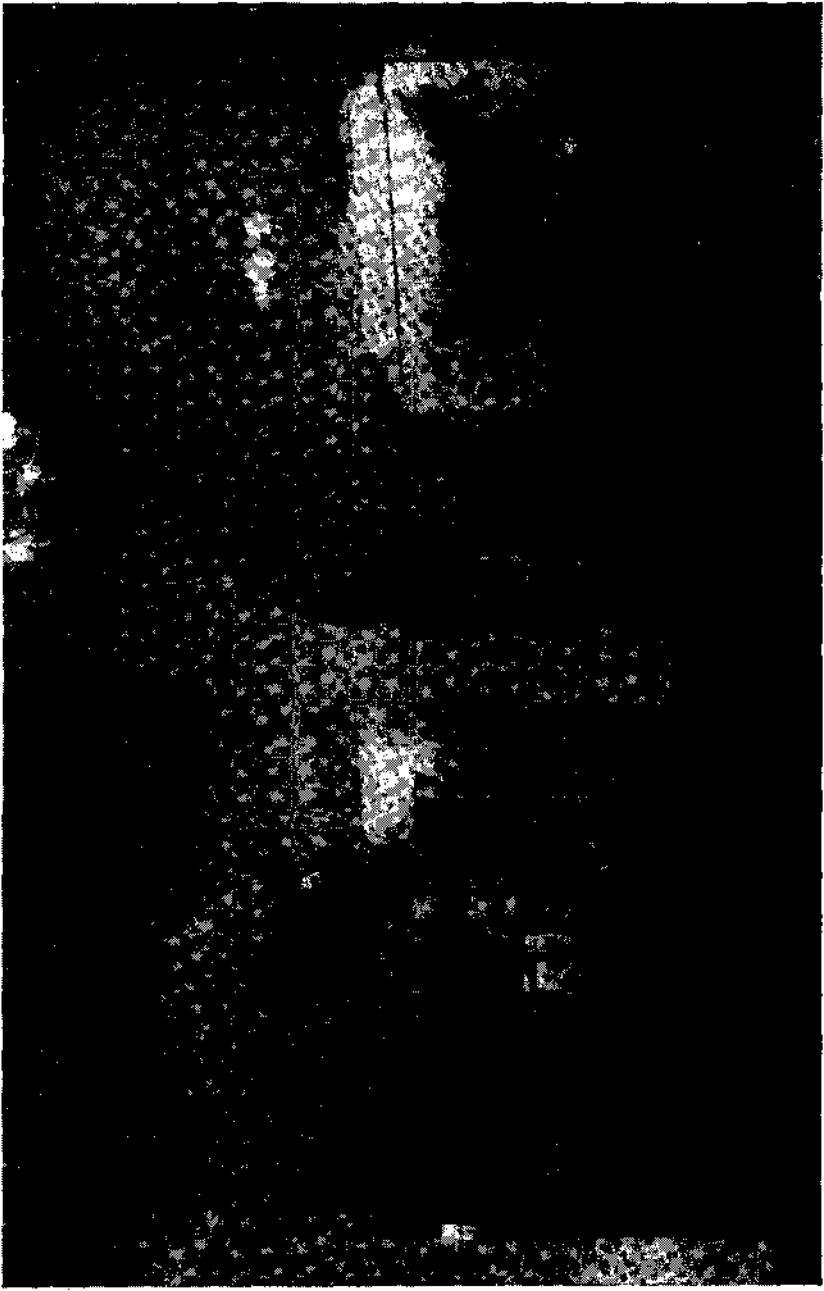


Рис. 3. Часть интерьера экспозиции «Сельскохозяйственное освоение и использование почв».

карты четвертичных отложений СССР и рыхлых наносов на русской равнине.

Третий стенд посвящен почвообразованию на рыхлых породах. Главное внимание уделяется показу роли высшей растительности в круговороте важнейших элементов — углерода и азота — и в накоплении минеральных элементов в почве. Красочно выполненные схемы круговоротов веществ и рисунки, иллюстрирующие биогенную аккумуляцию минеральных элементов, создают ясное представление о превращениях веществ и процессе почвообразования и накоплении в почве гумуса и минеральных солей. На цветных микрофотографиях и рисунках показаны продукты почвообразования — почвенные минералы, органо-минеральные соединения и гумусовые вещества. Экспонируемые в витрине стенда натурные образцы растительных подстилок разной степени разложения, гумусовых и торфянистых горизонтов, разнообразных минеральных новообразований, наглядно подтверждают иллюстративную часть экспозиции.

В экспозиции четвертого стенда почва рассматривается как самостоятельное тело природы, формирующееся по своим законам и обладающее определенными свойствами и морфологией.

Центральное место на стенде занимают пленочный монолит и коллекция образцов морфологических признаков почв, создающих представление о генетическом профиле почвы и ее морфологических особенностях. Ряд материалов — микрофотографий, рисунки, цифровые данные — освещают биогенность почвы, показывая насыщенность ее живыми организмами. Особое внимание уделено рассмотрению почвы как сложной трехфазной системы. В соответствии с этим в экспозиции дана характеристика твердой, жидкой и газообразной фаз почвы, минералогического и механического состава минеральной части почв и состава гумуса.

Пятый стенд посвящен показу географических закономерностей почвообразования и размещения почв, ведущей роли биоклиматического фактора в процессах почвообразования. Открывается экспозиция большой настенной картой «Почвы мира», на которой четко выделена зональная структура почвенного покрова суши и показано преобладание на поверхности Земли почв равнинных территорий, объединенных по типам почвообразования в пять основных групп (полярное, бореальное, суббореальное, субтропическое и тропическое почвообразование); интразональные почвы составляют шестую группу.

Под картой демонстрируется коллекция монолитов, представляющая ряд мировых зональных типов почв от тундры до тропиков. В строго подобранной коллекции почв и в дополняющем ее иллюстративном материале отражаются главные закономерности почвообразования в различных зонах.

Монолиты почв, наглядно иллюстрирующие карту, позволяют одновременно проследить определенную географическую закономерность в изменении морфологических свойств почв — структуры, окраски, состава и характера органических и минеральных почвенных новообразований и т. д. Изменчивость химических и физико-химических свойств этих почв раскрывается в графических материалах.

Таким образом, рассмотренный материал первых пяти стендов изложен на современном научном уровне и представляет общие основы почвоведения. Поэтому он, являясь вводной

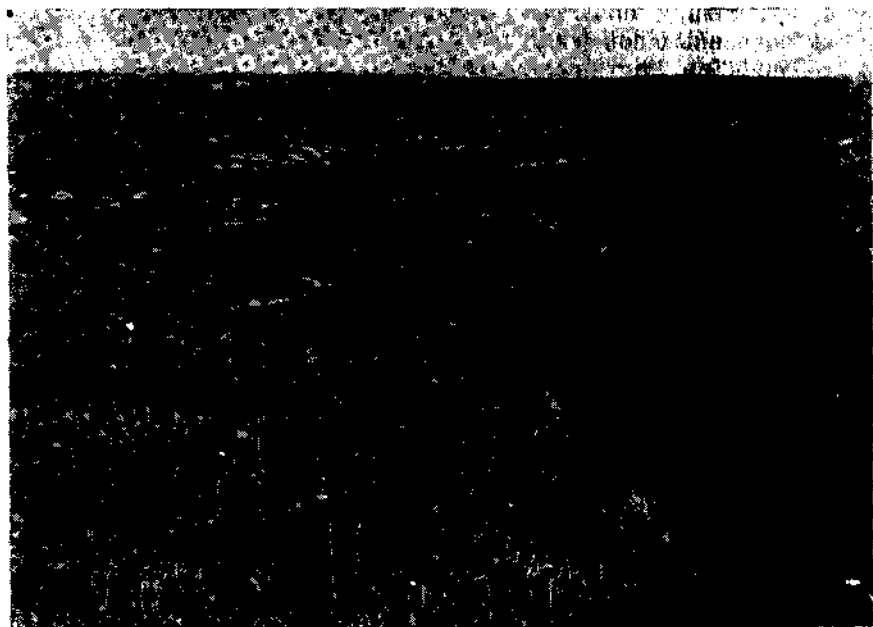


Рис. 4. Процессы эрозии в черноземной степи. Растущий овраг.

частью во все последующие отделы музейной экспозиции, одновременно представляет законченную тему для проведения отдельных экскурсий, лекций и т. д.

Следующий тематический раздел первого отдела включает 4 стенда, имеющих единое конструктивное и художественное решение и посвященных рассмотрению процессов почвообразования в главнейших типах почв — подзолистом, черноземном, лугово-черноземном и пустынном сероземе. Центральным экспонатом каждого стенда является большая диорама природного ландшафта и профиль почвы, представленный натурным монолитом или макетом.

Иллюстративные материалы раскрывают генетические особенности каждого типа почвообразования и свойства почв. Так, для каждого типа приводятся данные, характеризующие свойственные ему водный и тепловой режимы, схему превращения органических веществ в почве, свойства и состав органической и минеральной части почв. Здесь же демонстрируются натурные экспонаты — образцы гумусовых веществ, структур, новообразований, представляющих собой продукты данного типа почвообразования.

Материалы заключительной части первого отдела иллюстрируют распределение почв на территории СССР. На представленной большой почвенной карте Союза ССР выделены границы почвенных зон и подзон и дано подразделение зональных типов почв на подтипы. Кроме зональных почв выделены интразональные. Под картой расположены монолиты главных типов и подтипов почв СССР. Графические материалы характеризуют земельные ресурсы и структуру почвенного покрова страны по зонам.

Следующие три отдела, занимающие основную экспозиционную площадь музея, посвящены показу почв равнинных территорий СССР. Экспозиция каждой зоны освещает условия и особенности почвообразования в ней, характер почвенного покрова и его хозяйственное использование.

Зона тундровых почв представлена в экспозиции одним стендом. Почвенный покров зоны характеризуют коллекция монолитов почв и почвенная карта с границами подзон и провинций. Монолиты на стенде представлены подтипами почв Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской тундр. Ряд монолитов показывает характерные для этой зоны почвенные комплексы.

Представление о характере тундровых ландшафтов создают две диорамы. Условия почвообразования в зоне и их изменчивость в меридиональном и широтном направлениях раскрываются такими иллюстративными материалами, как карты растительности и почвообразующих пород, графики климатических условий и др. Направление хозяйственного использования почв зоны и перспективы освоения даются в диаграмме почвенных и земельных ресурсов.

Экспозиции, посвященные почвам лесной, лесостепной и степной зон, имеют единый прием построения и состоят из вводного и нескольких провинциальных стендов. В вводном стенде раскрываются физико-географические условия и характер почвенного покрова зоны в целом, изменчивость почв в меридиональном направлении, демонстрируется коллекция почв, представляющая основные элементы почвенного покрова зоны. Методы показа, примененные здесь, включают использование разнообразного живописного и натурального материалов.

Общий облик природы зоны создают художественное панно и картины, которыми открывается экспозиция. Характеристика отдельных элементов природы — климата, растительности, пород, рельефа — приводится на соответствующих картах, а также в рисунках и графиках. Анализ этих материалов позволяет проследить изменчивость и влияние факторов почвообразования на почвенные процессы и свойства почв.

Особое внимание на стенде уделено показу почв. Общий характер почвенного покрова зоны, выделение в ее пределах подзон и провинций демонстрирует почвенная карта. Монолиты, подобранные в систематическом порядке, демонстрируют основные подтипы почв зоны. Свойства типичных почв зоны отражены в графиках; в иллюстрациях также представлены запасы органического вещества в почвах зоны и групповой состав гумуса. Натурные экспонаты в виде образцов морфологических признаков почв, гербарных образцов растительности и образцов почвообразующих пород дополняют и детализируют представления о специфике природных условий зоны и свойствах выделяемых почв.

Основная задача экспозиции провинциального стенда — дать показ географического положения данной провинции в зоне, особенностей природных условий, почвообразования и сельскохозяйственного использования данной территории. В качестве примера приведем описание экспозиции «Кольско-Карельской и Южно-Карельской провинций» лесной зоны. Осмотр начинается с почвенной карты провинций и почвенных ресурсов, представленных графически. Отмеченные на карте границы зон и подзон позволяют определить положение провинций в зоне. Схематическая почвенная карта дает ясное представление о господствующих здесь подтипах песчаных и супесчаных подзолов и болотных почв. Выставленные на стенде монолиты иллюстрируют морфологические особенности этих почв: мало-мощный и сильно дифференцированный профиль. В аннотации подчеркивается главная особенность почвообразования данной территории — проявление процесса подзолообразования в гумусово-иллювиальной форме, обусловленное спецификой природных условий. Показ условий почвообразования на стенде дан различными методами. Общий характер рельефа и растительного покрова демонстрируют диорамы. В одной из них изображен горный ландшафт Кольского полуострова с северными, редкостойными, угнетенными лесами, в другой — Карельский ландшафт с ледниковым рельефом, валунами, озерами. Характеристика климатических условий дается на графиках и агроклиматической карте. С почвообразующими породами знакомит представленная в экспозиции соответствующая карта. Эти материалы позволяют установить общие черты, объединяющие обе провинции, а также некоторые различия, вызван-

ные большой протяженностью их с севера на юг, с чем связано изменение климата, растительности и почв.

Характер накопления и разложения органического вещества и почвах раскрывается в экспозиции такими данными, как запасы биомассы лесов, опада, подстилок и содержание в них азота и зольных элементов; в таблице показан также групповой состав органического вещества подзолов, выявляющий резкую дифференциацию профиля подзолов не только по содержанию, но и по составу органического вещества.

Для характеристики почвенного покрова очень важно показать сочетания почв в рельефе. В экспозиции сочетания представлены на художественно оформленных профилях и соответствующим образом подобранных монолитах почв. Из рассмотрения первого профиля, представляющего смену растительности и почв в рельефе для Кольско-Карельской провинции, виден однообразный характер сочетаний, представленных железисто-гумусовыми и иллювиально-гумусовыми подзолами на положительных элементах рельефа и торфяно-болотными почвами в ложбинах. Профиль, относящийся к Южно-Карельской провинции, показывает более разнообразный характер почвенного покрова. Под профилями приведены некоторые химические показатели этих почв: данные по содержанию и распределению в профиле гумуса, оснований, а также кислотности.

Заключительной частью экспозиции является сельскохозяйственная карта земледельческих районов, отражающая специфику данного региона.

Сравнительно недавно получили новое оформление экспозиции почв сухостепной, полупустынной и пустынной зон. Они имеют общий план построения экспозиции и единые для всех зон задачи. Центральными экспонатами на стендах являются почвенная карта зоны и коллекция монолитов из ряда зональных подтипов, гидроморфных и засоленных почв, имеющих значительное распространение на территории этих зон. Графически выполненные гумусово-карбонатные и солевые профили этих почв подчеркивают характерные для них морфологические и химические признаки.

Особое внимание в этих зонах уделяется показу комплексности почвенного покрова. Экспонируемые монолиты отражают сложный почвенный покров территории. На рисунках в экспозиции показано, что каждый вид комплексов характеризуется сочетаниями определенных почв, видов растительности и соответствующим водным режимом. Оценке естественного плодородия почв зоны и указанию на необходимость проведения соответствующих агротехнических мероприятий посвящена заключительная часть экспозиции.

В отделе «Почвы горных и предгорных областей» десять стендов: «Почвы Карпат», «Почвы Кавказа», «Почвы Крыма», «Почвы гор Средней Азии», «Почвы Вахшской долины», «Поч-

вы Тянь-Шаня», «Почвы Якутии» (Восточной Сибири), «Почвы Приамурья», «Почвы Саян», «Почвы Приморья».

Каждая область имеет свою отдельную экспозицию, т. к. характер и последовательность вертикальных зон не одинаковы в разных горных системах. Своеобразие почвенного покрова области раскрывается на монолитах, которые в своем размещении на стенде отображают структуру (или ряд структур) вертикальной поясности в данной горной системе. Своеобразие и характер природных условий, их изменчивость с высотой передают живописно-графические материалы — диорамы, профили, фотографии и др. В иллюстрациях раскрываются также генетические свойства почв, сельскохозяйственное и лесохозяйственное использование территории, земельные и почвенные ресурсы.

Принцип построения и методику показа экспозиций этого отдела представим на примере стенда «Горы Средней Азии». Три диорамы отражают специфические особенности природы этих гор и иллюстрируют последовательную смену ландшафтов с высотой. Если в первой, относящейся к предгорьям, изображены еще невысокие горные хребты, широкие долины с поселениями, пашнями, оросительными каналами, то следующие подчеркивают нарастающую крутизну склонов гор, отсутствие лесного пояса, преобладание узких долин, пастбищ. Графические профили, изображающие вертикальную изменчивость всех элементов ландшафта — почв, растительности, пород, климата — в конкретных условиях (по склонам Гиссарского и Туркменского хребтов), дополняют и детализируют представления о характере и распределении почвенного покрова данной территории. Коллекция монолитов почв, начинающаяся предгорными сероземами, постепенно сменяющимися горными коричневыми почвами, горно-степными и т. д., иллюстрирует характер почвенного покрова горной части Средней Азии.

Логическим завершением экспозиции, рассматривающей географию почв страны, является отдел сельскохозяйственного освоения и использования почв, в котором раскрываются способы воздействия человека на почву, методы повышения ее плодородия, характер почвообразовательного процесса в окультуренных почвах, показаны приемы освоения, химизации, мелиорации и борьбы с эрозией почв, накопления влаги в засушливых районах. Экспозиция состоит из большой карты Советского Союза, помещенной в центре отдела, и шести стендов, посвященных следующим вопросам: 1) освоению и окультуриванию почв в лесной зоне; 2) использованию почв лесной зоны; 3) освоению болотных земель Белорусского Полесья; 4) орошаемому земледелию в Средней Азии; 5) использованию почв в сухой степи; 6) эрозии почв и мерам борьбы с ней.

На карте СССР на фоне рельефа и растительности выделены районы наибольшей распаханности почв.

Каждый из шести стендов имеет единую конструкцию и состоит из диорамы, изображающей преобразованный или преобразуемый ландшафт, натуральных образцов удобрений, агропуд и сельскохозяйственных культур и иллюстративно-графических материалов.

Такое последовательное построение всей музейной экспозиции позволяет проследить в динамике роль совокупного влияния факторов и условий почвообразования на развитие почвообразовательного процесса от начальной стадии его на выветривающейся горной породе до полноразвитых почв и направленного изменения их свойств под влиянием деятельности человека.

Особое место в экспозициях музея занимает отдел истории развития отечественного почвоведения. В нем показаны этапы развития науки о почве, роль русских и советских почвоведов в разработке теоретических и практических проблем почвоведения, в изучении почвенного покрова страны. Обзор начинается с диорамы, изображающей экспедицию В. В. Докучаева в черноземные степи. Коллекция почв, собранная Докучаевым в экспедиции, хранится в музее и частично экспонируется на этом стенде. Здесь же представлены каталоги почвенных коллекций. На четырех стендах рассматривается становление и развитие почвоведения в разные периоды: 1) докучаевский; 2) дореволюционный; 3) период восстановления и реконструкции народного хозяйства страны и 4) современный период.

В верхней части каждого стенда демонстрируется карта, отражающая научные представления в соответствующий период о почвенных зонах страны и показывающая районы (или маршруты) проведенных почвенных исследований. Большое внимание на стендах уделено показу исторических и документальных материалов: фотографий и фотокопий почвенных карт, титульных листов выдающихся монографий, портретов почвоведов и др.

Небольшим самостоятельным отделом в музее является экспозиция «Почвы зарубежных стран». Она находится еще в стадии разработки и формирования, но уже и сейчас на ее стендах демонстрируются почвы Норвегии и Новой Зеландии, Болгарии и Китая, Сирии и Кубы, Монголии и Польши. Небольшая по количеству монолитов коллекция представляет почвы всех биоклиматических поясов мира. Наиболее полно в ней представлены почвы тропического пояса, отсутствующие, как известно, на территории СССР.

Музей непрерывно пополняется монолитами, экспозиционные материалы систематически обновляются с учетом современных достижений советского почвоведения. Это стало возможным благодаря широкому обобщению научных достижений и постановки исследований коллективом научных работников музея. Географическая группа (руководитель кандидат сель-



скохозяйственных наук В. К. Пестряков) ведет почвенно-географические исследования в основном на территории европейской части СССР. В широком аспекте изучены почвы Калининградской, Кировской, Ленинградской областей, Карельской АССР и Крайнего Севера. Накоплен обширный материал по географической изменчивости дерново-подзолистых и серых лесных почв. Ведутся исследования пахотных почв Северо-Запада, изучается характер изменения их свойств под влиянием производственного воздействия, изучаются генетические особенности формирования песчаных почв, микроморфологическое строение почв подзолистого типа и другие вопросы. Постоянные экспедиции музея ежегодно пополняют монолитный фонд, создают коллекции образцов почв и почвообразующих пород.

Лаборатория микробиологии почв (руководитель доктор биологических наук Т. В. Аристовская) изучает состав и численность почвенных микроорганизмов, их роль в почвообразовании. Внедрение метода прямого учета позволило открыть новые виды почвенных микроорганизмов, установить цикличность численности микроорганизмов, изучить микробные пейзажи. Установлена роль микроорганизмов в миграционной способности кремнезема и железа, развитии глеевого процесса.

Лаборатория биохимии почв (руководитель доктор биологических наук В. В. Пономарева) изучает географические закономерности гумусообразования, состав гумуса различных типов почв, роль органического вещества в почвообразовании. Изучается миграция веществ в подзолистых почвах под лесной растительностью с помощью лизиметров.

Экспериментальные данные по изучению почв и почвенных процессов используются при разработке экспозиций для характеристики почвенных монолитов.

Музей развивает международные связи. Наш представитель принимал участие в работе III Международного съезда сельскохозяйственных музеев, на котором сделан доклад о принципах построения и развития экспозиции музея. Международному музею почвенных стандартов в г. Амстердаме отправлено II почвенных монолитов основных типов почв нашей страны, дана их полная физико-химическая и морфологическая характеристика.

Музей как просветительное учреждение ведет большую работу по пропаганде знаний о почве и достижениях советского почвоведения. В его залах проводятся обзорные и тематические экскурсии, занятия, читаются лекции, организуются семинары и научные конференции. Наиболее частыми посетителями музея являются учащиеся вузов и школ, работники сельского хозяйства, учителя. Музей хорошо знают и посещают крупные ученые Советского Союза и зарубежных стран.

## УСЛОВИЯ ВОДНО-МИНЕРАЛЬНОГО ПИТАНИЯ РАСТЕНИЙ, ТИПЫ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Зональность почвенного покрова Земли чаще всего связывают с зональностью климата и растительности (Калесник, 1970). В наше время особенно большой вклад в развитие закона зональности природы внесли А. А. Григорьев и М. И. Будыко, которые подвели под явления зональности физическую и количественную основу. А. А. Григорьев (1966) пишет: «В основе изменений строения и развития географической среды лежат прежде всего изменения количества тепла как важнейшего энергетического фактора, количества влаги и соотношения количеств тепла и влаги... В тех случаях, когда соотношение показателя радиационного баланса земной поверхности и показателя годовых осадков (выраженного в количестве калорий, которое нужно затратить для испарения этих осадков) равно или близко к единице, между теплом и влагой... имеется количественное соответствие... осадков выпадает столько, сколько может испариться... в результате получающегося взаимодействия тепла и влаги создается сочетание определенного теплового режима с беспрепятственным... протеканием процессов транспирации и испарения с поверхности почво-грунтов, с одной стороны, и процессов аэрации почво-грунтов, с другой... создается сочетание условий, имеющих громадное положительное значение для развития биоконфентов географической среды. В тех же случаях, когда соотношения тепла и влаги отклоняются от единицы (в любую сторону), между количеством тепла и влаги создается несоответствие — диспропорция, выражающаяся в том, что осадков выпадает значительно больше или меньше, чем может испариться при данных тепловых условиях. В результате нарушается беспрепятственное... протекание либо процессов транспирации (и испарения) при недостатке влаги, либо процессов аэрации почво-грунтов при избытке влаги. Это оказывает громадное, обычно отрицательное влияние на развитие биоконфентов географической среды. (Закономерности строения и развития географической среды, стр. 232—233).

Физическая сторона закона зональности разработана и отражена в многочисленных работах физико-географов с большой степенью глубины и детальности. В то же время ландшафтно-географические зоны недаром получили названия от господст-

нующих в них типов растительности (тундровая, лесная, лесостепная, степная, полупустынная, пустынная зоны). Причина этого в том, что растительный покров является наиболее яркой составляющей биоконпонентов географической зональности. Именно он создает и подчеркивает тончайший в своих нюансах рисунок географической дифференциации природы Земли в макро-, мезо- и микромасштабах. Это обязывает нас более тщательно подойти к вопросу о причинах географической изменчивости растительного покрова. Достаточно ли принимать во внимание при этом лишь изменения климатических условий? Ведь растения нуждаются не только в определенных параметрах тепла и влаги, но и в минеральном питании. Как же удовлетворяются потребности растений в минеральном питании в различных физико-географических условиях и как это отражается на процессах формирования почв?

В стремлении найти ответ на эти вопросы мы не можем взять на вооружение лишь данные *физической* географии, для этого необходимо развивать другую важнейшую область географии — *химическую*, приблизительно то, что А. А. Григорьев в 1936 г., когда пытался поставить подобный вопрос, называл «физиологией географической среды» (там же, стр. 164).

Чтобы привлечь внимание к значению условий минерального питания растений в географической изменчивости растительного и почвенного покрова, приведем следующее соображение. Сейчас, как и в прошлом, в географии и геоботанике доминирующую роль в явлениях изменчивости природы Земли отводят фактору влажности. Между тем, в далеком геологическом прошлом растительность вышла из океана на сушу не в поисках воды, — напротив, она поступилась обилием воды ради улучшения каких-то других условий жизни, и одним из них, несомненно, явились условия минерального питания — эта первопричина почвообразования. При этом растительность проявила исключительную пластичность в формах приспособления к разнообразным условиям минерального питания на суше. Однообразная океаническая среда ограничивала формообразовательные процессы у растений, развитие же и дифференциация форм поверхности суши Земли во времени и в пространстве послужили мощным стимулом формообразования в мире растений с момента выхода их на сушу.

До сих пор как-то мало оттеняется то положение, что в климатическую зональность органически входят важнейшее звено и важнейшая причина зональности природы — условия минерального питания растений. Между тем, в своем влиянии на географическую дифференциацию растительного покрова климатическая зональность перекрывает, вернее, в той или иной степени ассимилирует азональное влияние на растительность горных пород. Кроме того, минеральное питание растений обычно рассматривают как функцию особенностей почвенного

покрова, и педаром в новом учебнике С. В. Калесника (1970), как дань этому сильно укоренившемуся положению, глава о зональности растительного покрова следует за главой о почвенном покрове — как-будто растительность есть функция почвенного покрова, а не наоборот.

В нашу задачу входит дать анализ особенностей минерального питания некоторых широкораспространенных типов растительности и найти их отражение в типах почвообразования.

**Лес.** Леса представляют одну из древнейших растительных формаций, предки которых появились на Земле приблизительно 300 миллионов лет назад. Один этот факт показывает, что леса обладают какими-то особыми свойствами или функциями, которые должны были сыграть огромную роль в биологическом освоении бывших когда-то безжизненными и хаотическими пространств суши. Однако не всегда люди осознавали величайшую роль леса в жизни своей планеты. Многие не осознают этого и сейчас. По этому поводу Ж. Дорст в своей знаменитой книге «До того как умрет природа» (1968) пишет: «В средние века вырубка лесов стала «великим замыслом» эпохи. Лес отождествляли с варварством и считали необходимым заставить его отступить во имя цивилизации, под которой подразумевались возделанные земли и обжитые человеком места». В результате были обезлесены многие страны древней культуры, особенно Средиземноморье. Так, например, в современной Греции, пишет Дорст, леса занимают лишь 4% площади и в связи с этим сохранилось только 2% обрабатываемых земель, все остальные земли поражены глубокой эрозией. Еще в 1835 г. Ламартин писал в своем «Путешествии по Востоку»: «Земля Греции превратилась в саван для народа, она похожа на склеп, из которого кости вынуты, а самые камни разбросаны и потемнели от времени». По этому поводу Дорст пишет: «Когда человек слишком сильно нарушает естественные местообитания и почвы, он приводит в действие поистине адский механизм. Остается пожелать, чтобы человек не оказался между зубьями машины, которую он сам так опрометчиво пустил в ход. Горы, превратившиеся в обнаженные скалы, мертвые пространства латерита, которые можно вернуть к жизни разве только в сроки, какими мыслят геологи, должны стать для нас грозным предостережением».

Леса как особые «мощные» растительные формации с давних пор привлекали большое внимание ученых-естествоиспытателей. В конце прошлого века крупнейшие русские ученые — В. В. Докучаев, П. А. Костычев, С. И. Коржинский, А. Н. Краснов, Г. И. Танфильев и другие — провели широкие почвенно-геоботанические исследования, пытаясь ответить на коренной вопрос географии и экологии лесов: что мешает их естественному продвижению на юг в пределах Русской равнины, почему ближе к степной зоне леса встречаются лишь отдельными островами

среди сообществ травяной растительности и почти совсем исчезают в степной зоне? В результате тщательных изысканий и длительной научной полемики установилось мнение, что естественная жизнь леса и его возобновление возможны лишь при достаточно влажном климате и что причиной этого является высокая потребность древесных пород в воде.

Мы подошли к самому главному вопросу экологии лесов, в который необходимо вникнуть более детально. Если нам удастся его несколько развернуть, мы найдем на его дне клубок нитей, который подведет нас к лучшему пониманию закономерностей жизни лесных экосистем\*.

Прежде всего необходимо остановить внимание на морфологии древесных пород. Среди растительного покрова Земли леса возвышаются, можно сказать, как горы среди равнин. Почему деревья имеют такую биоморфологическую структуру, почему они гиганты по сравнению с травами? Между биоморфой\*\* дерева и влажным климатом должны быть определенные причинные связи. Однако до сих пор они понимались слишком буквально, приблизительно в том смысле, что большое количество атмосферных осадков вызывает и большой рост деревьев в высоту. Подобным образом трактуется этот вопрос в монографии И. Г. Серебрякова (1962) «Экологическая морфология растений». Все в этой монографии пронизано единой установочной мыслью, что процесс формообразования растений проходил под влиянием физических условий: влажности, температуры и освещения, особенно влажности. Серебряков пишет, что основным стимулом эволюции растительного мира с момента выхода растений из океана на сушу, была *борьба за влагу* (подчеркнуто Серебряковым). В соответствии с этим дается следующая характеристика биоморфы дерева: «В постоянно влажном и теплом климате рост растений ничто не тормозит, поэтому развиваются формы с побегами, уходящими высоко в воздух, как у деревьев и кустарников... Как писал Ирмшер (1922), «дерево — это идеальнейшее воплощение беспрепятственного хода жизненных процессов»... другие жизненные формы, от кустарников до однолетних трав, по Ирмшеру, суть выражение реакции на те или иные неблагоприятные для роста условия» (стр. 240).

Интересно рассмотреть вопрос, в какой мере это отвечает действительности? Есть основания полагать, что причины связи биоморфы дерева с влажным климатом не столь простые, а более сложные, и совсем не означают, что условия обитания деревьев идеальные. Выше мы упоминали, что древесные растительные формации часто называют «мощными» и к этому имеются основания. Однако их мощность не могла вырабо-

\* Экосистема — сообщество живых организмов и связанная с ними окружающая среда.

\*\* Биоморфа — геоботанический термин, означающий жизненную форму растения (форма дерева, кустарника, травы и т. д.).

таться в идеальных, изнеживающих условиях — она выработалась в борьбе с определенными экологическими трудностями, из которой деревья вышли победителями и стали действительно мощными. Попытаемся это обосновать.

Среди условий жизни растений есть такие, которые настолько тесно связаны между собой, что их нельзя отделить друг от друга или можно отделить лишь в воображении. Таковы условия снабжения растений водой и условия снабжения их минеральной пищей. Они неразделимы потому, что вода является растворителем минеральных питательных веществ для растений. В изолированном друг от друга состоянии ни вода, ни минеральные элементы не поступают в организм растений, а только в форме растворов. Это обстоятельство, которое обычно не принимается во внимание, ставит вопрос об экологической связи лесов с влажным климатом в совершенно особую, нетрадиционную плоскость.

Вернемся к биоморфе дерева, якобы непосредственно связанной с обильным увлажнением как условием, которое обеспечивает «беспрепятственный» рост растений в высоту. На это можно возразить, что одна вода без минеральной пищи не может «выгнать» растения в большой рост даже при идеальных тепловых и каких угодно световых условиях. Высокий рост деревьев ботаники объясняют еще тем, что в сложных многоярусных лесных сообществах деревья «тянутся к свету». Однако на земле имеется большое количество монодоминантных\* лесных сообществ и без подлеска, скажем, ельники-зеленомошники, сосняки-беломошники, мертвопокровные бучины и т. п., к которым неприменимо данное положение.

Сущность жизни состоит в неразрывном единстве структуры и функции. Гигантская жизненная форма дерева, несомненно, возникла для несения каких-то определенных жизненно необходимых в данной экологической обстановке функций, а не просто потому, что она обильно поливалась водой.

Кажется удивительным, что в трактовке процесса формообразования растений почти никакого значения не придавалось влиянию на этот процесс условий минерального питания. Между тем, чтобы оценить значение этого фактора в жизни растений, достаточно напомнить, что современное земледелие зиждется на применении огромных, почти астрономических количеств минеральных удобрений. Не может быть сомнений в том, что столь же велико значение минерального питания и в жизни естественной растительности. По некоторым данным, например, 100-летний еловый лес выносит из почвы примерно столько же минеральных питательных элементов, сколько с такой же площади 100 урожаев зерновой культуры.

---

\* Монодоминантные леса, состоящие из какой-либо одной древесной породы.

Ище в заключении к монографии о подзолообразовательном процессе, а затем в других наших работах (1966, 1968, 1970) мы выразили мнение, что гигантская по сравнению с травами биоморфа дерева есть реакция растительного мира на важнейшее экологическое следствие влажного климата — сильное вымывание (элювирование) из почв элементов зольной и азотной пищи растений. Сильная промытость, выщелоченность почв влажных областей земного шара есть азбучная истина почвоведения. Каким образом растения могут бороться с этим отрицательным следствием влажного климата? Именно гигантским ростом и долговечностью, благодаря которым растения могут накапливать и прочно удерживать необходимые им запасы элементов-органогенов в основном не в почве, из которой легко идет вымывание, а в более надежном хранилище — своем живом веществе. В связи с этим уместно напомнить очень верное замечание В. Р. Вильямса (1936):

«Мы знаем только одно состояние вещества, абсолютно не растворимого в воде, — это состояние живого органического вещества».

В лесных экосистемах, образно говоря, силы воды и силы растений резко направлены в противоположные стороны: атмосферная вода по закону тяготения стремится вымыть из почв подвижные химические элементы глубоко вниз, в конечном счете в речную сеть и океан, деревья же в ответ на это стремятся поднять необходимые им элементы-органогены вверх — в крону дерева, образованную листьями или хвоей. Напочвенный лесной покров (моховой, травянистый), который связан ассимиляционным аппаратом непосредственно с поверхностью почвы, «подбирает» и предохраняет от вымывания то количество элементов-органогенов, которое остается свободным от утилизации не совсем сомкнутым строем деревьев.

Вернемся еще раз к биоморфе дерева и подойдем к ней с палеоботанической стороны: какие причины вызвали само появление ее в растительном мире? Известно, что древовидные формы растений были одними из пионерных в мире наземных растений. Трудно допустить, что они возникли как реакция на идеальные условия обитания. Напротив, в то далекое геологическое время растительность должна была приспосабливаться путем формообразовательных процессов к совершенно необжитой, неорганизованной земной среде. При отсутствии в то время почвенного покрова — этого, можно сказать, «отчего дома» для растений, самой важной жизненной задачей пионерных растений суши было накопление и удержание в сфере жизни необходимых запасов элементов-органогенов, а самым главным препятствием к этому было высокое атмосферное увлажнение и его следствие — вымывание подвижных элементов. Вероятно, лучшим средством защиты элементов-органогенов от вымывания было их поднятие в составе органов ассимиляции

высоко над землей на голом древовидном стволе. Таковы и были пионерные древесные или древовидные растения — с голым стволом и кроной вечнозеленых листьев на его вершине (Серебряков, 1962).

Высокое атмосферное увлажнение вызвало не только необходимость, но и возможность образования биоморфы дерева с оторвавшимся от земли ассимиляционным аппаратом. Необходимость — потому, что только гигантская и долговечная форма дерева способна противостоять силам вымывания, а возможность — потому, что именно обилие воды, как транспортного средства, позволило деревьям выносить органы ассимиляции высоко над поверхностью земли. Таким образом, отрицательное влияние обильного атмосферного увлажнения на свой пищевой режим растения устранили, победили при помощи той же воды, можно сказать, по закону отрицания отрицания.

В этой связи напомним положение К. А. Тимирязева, который писал, что растения обращают в свою пользу действие тех самых сил, с которыми они ведут борьбу.

Чем больше атмосферное увлажнение, тем большая у растений необходимость, а также и возможность, поднимать органы ассимиляции с заключенными в них питательными элементами высоко над землей. Действительно, наиболее высокие современные деревья, до 100 м высоты, встречаются в лесах влажнотропического климата, где выпадает максимальное для условий Земли количество атмосферных осадков, в пределе до 10 000 мм. И наоборот, чем меньше атмосферных осадков или длительней сухие периоды, тем на меньшую высоту растения могут поднять свой ассимиляционный аппарат над землей и тем меньше в этом есть необходимость.

Резюмируем главное, что можно сказать об экологии лесов. Благодаря громадному влиянию воды на пищевой режим растений, экологическая связь лесов с влажным климатом не отвечает общепринятой в настоящее время простой функциональной схеме: влажный климат → лес как влаголюбивый тип растительности; эта связь имеет более сложный, опосредованный характер, а именно: влажный климат → сильное вымывание (элювирование) из почв элементов-органогенов → лес как элювиальноустойчивый \* тип растительности.

Леса в совершенстве приспособлены к этим неблагоприятным или, вернее, специфическим условиям, которых не выдерживают или плохо выносят травяные сообщества. За длительный период существования на Земле у лесов выработались мощные и совершенные приспособления к обитанию в экстрэлювиальных условиях. Назовем главные из них.

---

\* Термин «элювиальноустойчивый» образован по аналогии с такими употребительными терминами, как засухоустойчивость, морозоустойчивость, солеустойчивость растений и т. п.



1. Самое главное — это гигантизм, многолетность и долговечность лесных растительных сообществ, благодаря чему они прочно удерживают в своей огромной биомассе усвоенные из верхнего слоя земной коры запасы элементов-органогенов и превращают их частично с мертвым опадом на поверхность почвы лишь для того, чтобы по возможности без потерь на вымывание снова вовлечь в биологический цикл. Благодаря этому, разновозрастный лес зависит в своем зольном и азотном питании в гораздо большей степени от собственного мертвого опада, чем от минеральной толщи почвы. Чем сильнее выражены элювиальные условия обитания леса, тем в большей степени его биологический круговорот приближается к автономному, более или менее замкнутому типу. Именно поэтому под типично лесными сообществами — таежными, влажно-тропическими и сходными с ними, мы почти не встречаем высокоплодородных почв, типа, например, черноземов, а скорее наоборот, под такими лесами образуются почти бесплодные горизонты и толщи (мощностью от нескольких см на севере до сотен метров в лесах влажнотропического климата) — подзолистые, каолинизированные, аллитизированные, латеризованные и т. п., почти лишенные элементов питания растений и даже самой почвенной поглотительной способности. И естественно, что бывают случаи, когда сведение лесов на таких истощенных почвах приводит к тому, что они оказываются потом непригодными ни для возобновления леса, ни для возделывания сельскохозяйственных культур; требуется вложение огромных средств или длительные периоды, чтобы вернуть им пригодность для жизни растений.

Для иллюстрации этого положения приведем характеристику особенностей плодородия почв влажнотропических лесов, по Ричардсу (1961): «...при наличии вполне развитой почвы (под влажнотропическим лесом — В. П.) основная масса питательных веществ содержится в живой растительности и в слое перегноя, между которыми существует почти замкнутый круговорот... Существование этого замкнутого цикла объясняет, почему почва, производящая роскошный тропический дождевой лес, после расчистки и культивации может оказаться далеко не плодородной. ...При обычной системе подсеčno-огневого земледелия, практикуемой в областях тропического дождевого леса, редко можно снять больше двух-трех урожаев подряд без длительного промежуточного периода кустарниковой залежи... На очень бедных пористых (песчаных — В. П.) почвах тропического дождевого леса, таких, как подзол леса Уаллаба в Британской Гвиане, возможно, не удастся получить и одного урожая» (Тропический дождевой лес, стр. 241—242).

В известной степени это можно отнести и к нашим лесам таежного типа, где на подзолах и сильноподзолистых почвах в прошлом тоже практиковалась подсеčno-огневая система земледелия, а в настоящем земледелие на послелесных почвах как

у нас, так и за рубежом, зиждется на применении огромных количеств удобрений.

Таким образом, леса — это собиратели и постоянные хранители в своем вечно обновляющемся живом веществе элементов-органогенов в таких природных условиях, где без лесного покрова эти элементы были бы давно уже вымыты из верхнего слоя земной коры обильными атмосферными осадками.

2. Замечательным приспособительным свойством лесных сообществ к экстраэлювиальным условиям является широкое распространение в них не только в тропиках, но и в северной тайге, вечнозеленых жизненных форм растений, которые не сбрасывают листву или хвою всю сразу и тем в большей степени предохраняют заключенные в них элементы-органогены от вымывания. До сих пор не найдено удовлетворительного объяснения вечнозелености темнохвойной тайги (Толмачев, 1954), странным образом сближающей эти северные леса с их термическим антиподом — вечнозелеными лесами влажных тропиков. С большой долей вероятности можно предполагать, что вечнозеленость хвойных лесов — это приспособительное свойство к резко выраженным элювиальным условиям. В этих условиях нельзя обрушить весь листовой аппарат на землю — он будет подвергаться сильному выщелачиванию в те периоды, когда корневые системы растений еще бездействуют из-за низких температур.

Постепенный переход к югу наших вечнозеленых хвойных лесов сначала в хвойно-широколиственные, а затем широколиственные, полностью листопадные леса есть следствие постепенного ослабления в этом направлении элювиальности почвенных условий.

3. Важно то, что жизнь леса никогда не прекращается на занятой им территории, лес никогда, ни на один сезон, не оставляет почву обнаженной и, следовательно, доступной разрушительному влиянию воды и ветра, если не происходит вмешательства человека или лес не уничтожается какой-либо природной катастрофой. В непрерывности освоения лесом резко выраженных элювиальных местообитаний заключается его жизнеспособность. Уничтожение лесов надолго выводит из строя эти сложные и внутренне очень слаженные биологические системы. Иногда их гибель становится необратимой, и тогда земельные площади, на которых обитали в прошлом леса, развеваются ветром и размываются водой до состояния, близкого к настоящим пустыням. На земле известны такие послелесные антропогенные пустыни. Причина их образования в том, что в некоторых условиях трудно на уже истощенном сильнопромываемом субстрате повторно создать необходимые запасы элементов-органогенов в живом веществе нового поколения леса.

4. Одним из наиболее ярких свидетельств того, что леса приспособлены к экстраэволюционным условиям и что для борьбы с ними у лесов выработался более или менее автономный тип зольного и азотного питания (питание леса за счет собственного отпада), является поверхностное распределение сосущей корневой системы в большинстве типов лесов, особенно тасжних, влажнотропических и сходных с ними. Эта диспропорция между высокими тяжелыми колоннообразными стволами деревьев и поверхностным распределением в почве массы их корней, которые, казалось бы, должны служить им надежной механической опорой, а на самом деле таковы, что не гарантируют их от ветровала, особенно красноречива.

Заметим, что поверхностную корневую систему лесов обычно объясняют неблагоприятными физическими свойствами и неблагоприятным газовым режимом глубоких горизонтов лесных почв. Такое объяснение нельзя считать убедительным. Ведь рыхлость и связанная с нею воздухопроницаемость почвенных горизонтов создаются не какими-то посторонними причинами, а самими корневыми системами растений, если им жизненно необходимо освоить тот или иной горизонт почвы как источник минеральной пищи и воды. Корни растений, особенно древесных, способны разрушать и разрыхлять даже скальные горные породы. Например, в сухих чрезвычайно плотных полупустынных почвах корни растений уходят в глубину на несколько метров.

Не может быть сомнений в том, что поверхностные корневые системы типичных лесных сообществ влажного климата есть прямой показатель их приспособленности к питанию зольными элементами и азотом, поступающими сверху с мертвым опадом. Зачем, образно говоря, корням углубляться в почти бесплодную толщу почвы (оподзоленную или каолинизированную или аллитизированную), когда основной и идеальный по составу и степени доступности источник зольного и азотного питания растений поступает на поверхность почвы и находится здесь в форме разлагающегося опада или лесной подстилки? Кстати, и вода в лесных местообитаниях постоянно поступает сверху из атмосферы, да еще приносит с собой элементы питания как атмосферного происхождения, так и вымываемые из крон деревьев. Даже в тропических дождевых лесах с их деревьями огромной высоты корневая система по описаниям Ричардса (1961) и других авторов сосредоточена главным образом в верхнем 20-сантиметровом слое перегной. Между ним и лесом существует почти замкнутый биологический круговорот.

Многочисленные, порой удивительные примеры роста корней не в глубину, а в стороны, в окружающий деревья перегной, и даже вверх, а также вырастание мочковатых корней из ветвей деревьев и повисание их в воздухе в условиях влажнотропического климата приводит Э. Меннинджер (1970). Во многих местах своей книги этот американский ученый пишет, что причины

такого необычного поведения корней неизвестны. Между тем естественно связать это с тем, что в сильно влажном климате деревья вырабатывают приспособления к использованию всех возможных источников зольного питания в надпочвенной среде—элементы, поступающие из атмосферы, вымываемые из кроны деревьев, приносимые морскими ветрами и т. п.

5. Очень показательны наличие в лесах, особенно северных, лесной подстилки. Часто, особенно в прошлом, на подстилку смотрели как на зло из-за незнания законов жизни леса. До сих пор еще сгребают и сжигают опавшую листву в городских садах и парках, лишая деревья наиболее необходимой для них, оптимальной по составу и соотношению ингредиентов, зольной и азотной пищи. И не оттого ли так часто наблюдаются случаи суховершинности парковых деревьев и общей деградации городских парков?

Лесная подстилка и ее типы находятся в органической закономерной связи с теми условиями, в которых живет тот или иной тип леса. Она обеспечивает определенный режим зольного и азотного питания лесного сообщества, помогая ему бороться с элювиальными условиями. Так, когда в холодно-влажных условиях лесная подстилка разлагается с небольшой скоростью, корневые системы растений, мхи и микроорганизмы успевают с максимальной полнотой, почти без потерь на вымывание, ассимилировать из нее освобождающиеся небольшими порциями элементы-органогены. Эту закономерность ясно показывают наблюдения за химическим составом передвигающихся в почве растворов (Пономарева, Рожнова, Сотникова, 1968; 1971; Ропотаева, Rozhnova, Sotnikova, 1968). Вопреки распространенным представлениям о сильном вымывании элементов-органогенов из лесных подстилок в условиях холодного и влажного климата (Роде, 1937 и др.) прямые лизиметрические наблюдения показали: чем медленнее разлагается лесная подстилка, тем меньше из нее вымывается минеральных элементов, так как они удерживаются в неразложившихся растительных тканях и непосредственно из подстилки усваиваются корнями растений и другими организмами.

6. Очень важным свойством является олиготрофность\* многих лесных растений, особенно в условиях Севера; она служит отличным приспособительным свойством организмов к медленному разложению лесного опада и медленному освобождению из него минеральных питательных элементов. Способность организмов усваивать элементы-органогены из очень рассеянного состояния усиливает их в борьбе с элювиальными условиями. Лизиметрические наблюдения за составом почвенных растворов показывают, что в условиях песчаных подзолов и сильноподзо-

\* Олиготрофы — растения с невысокой потребностью в минеральных питательных элементах.

листных почв, бедных питательными веществами, почвенные организмы не в состоянии удержать от вымывания лишь то, очень небольшое количество элементов питания, которое соизмеримо с их поступлением из атмосферы (с пылью, дождем, снегом).

Итак, имеются основания сделать вывод, что леса существуют на Земле не потому, что они влаголюбивы и находят в определенных природных зонах Земли влагообеспеченные условия. Нельзя забывать, что условия водоснабжения растений неразрывно связаны с условиями их зольного и азотного питания, поскольку вода является растворителем минеральных питательных веществ: она может приносить растениям минеральную пищу и, напротив, уносить ее от них. Поэтому правильной говорить не о водном или минеральном питании растений, а о *водноминеральном*. В естественных условиях обильное атмосферное увлажнение ведет к обеднению почвенного субстрата вследствие сильного вымывания питательных элементов.

Какова же причина существования на Земле лесов? Можно полагать, что леса возникли в далеком прошлом Земли и существуют поныне потому, что на Земле были в прошлом и остаются громадные площади суши, интенсивно промываемые атмосферными осадками, которые потенциально способны вымыть из верхнего слоя земной коры элементы минерального питания растений. Однако, в процессе формообразования и эволюции растений и растительных сообществ возникли как реакция на экстраэволюционные условия многолетние древесные жизненные формы, образующие ассоциации лесов и доминирующие в них. Накапливая и прочно удерживая в своей огромной вечно живой биомассе элементы-органогены, леса создали мощное, практически непреодолимое сопротивление их вымыванию.

При определении разнообразных вредных последствий беспорядочного уничтожения лесов необходимо учитывать, что с ними Земля теряет громадный по площади воздействия природный «механизм», предохраняющий от вымывания из ландшафтов суши дефицитные химические элементы (как макро-, так и микроэлементы), которые концентрировались в живом веществе лесов миллионы лет и которые необходимы для наземной жизни в целом, в том числе жизни животных и человека.

В почвенно-экологическом отношении различные типы растительности связаны единой нитью в том смысле, что если правильно поняты особенности водноминерального питания одного типа растительности, то отсюда потянутся нити к лучшему пониманию экологии других типов растительности. Не случайно главной заботой земледельца, стремящегося получить максимально возможный урожай, является не что иное, как забота о водноминеральном питании культурных растений — этом базисе процесса фотосинтеза. Различные гидромелиоративные мероприятия тоже направлены, в сущности говоря, к регулированию условий водноминерального питания растений.

**Болота среди лесной зоны.** Болота являются неблагоприятной экологической средой для лесной растительности, что связывают обычно с вредным влиянием недостатка в почве кислорода на корневую систему деревьев. Однако и в данном случае главным ограничивающим фактором роста деревьев являются резкие изменения не в пользу леса условий водноминерального питания.

Основными экологическими условиями, к которым хорошо приспособлен лес и которые стали уже его потребностью, являются определенная степень динамичности среды обитания, в особенности двух условий: 1) хорошая проточность воды в почвенном субстрате; 2) хорошая биологическая «проточность», т. е. определенная степень интенсивности биологического круговорота элементов-органогенов, поскольку минеральное питание лесов осуществляется главным образом за счет разложения опада. Свойственная болотам сильная заторможенность процессов разложения растительных остатков обрекает древесные породы на минеральное голодание. В болотах, особенно верхового типа, разложение растительных остатков происходит очень замедленно вплоть до почти полного прекращения этого процесса. Поэтому на сильно заболоченных участках лес резко снижает свой бонитет; при дальнейшем усилении заболачивания из древесных пород остается в угнетенном состоянии одна сосна (этот древесный олиготроф), а в случаях крайне сильного заболачивания образуются безлесные сфагновые болота. Сфагновые мхи питаются на таких болотах почти исключительно за счет поступления небольшого количества элементов-органогенов из атмосферы — с осадками и пылью (Пьявченко, 1963).

Как только с помощью искусственного осушения понижают уровень воды в болоте, так восстанавливается проточность воды в верхней части торфяника и оживляются процессы разложения торфа с выделением в окружающую среду элементов минерального питания растений. Состояние заболоченных лесов после осушения резко улучшается, а безлесные болота после осушения могут снова зарастить лесом.

Мы полагаем, что основное экологическое значение на болотах также имеют условия водноминерального питания растений.

**Луг.** В экологическом отношении луга во многом противоположны лесам, несмотря на то, что очень часто лес и луг соседствуют друг с другом. По А. П. Шенникову (1941), к луговому типу растительности относятся «сообщества мезофитных многолетних травянистых растений». В этом определении так же, как в представлениях геоботаников о лесах, отражена лишь одна сторона экологии лугов — их отношение к степени увлажнения (влаголюбие) и не отражена или во всяком случае не акцентирована другая важнейшая сторона — отношение к режиму минерального питания, хотя сам А. П. Шенников писал о высокой

требовательности лугов к минеральному питанию — они потребляют приблизительно вдвое больше минеральных питательных веществ, чем хлебные злаки и корнеплоды.

Попробуем дополнить экологическую характеристику лугов в отношении условий их минерального питания.

Прежде всего отметим, что взаимоотношения травяной растительности с почвами совершенно иные, чем у древесных растений, и это объясняется следующими причинами. Вся надземная, а частично и подземная масса большинства травянистых растений ежегодно осенью отмирает и после этого довольно быстро разлагается микроорганизмами. В дождливом климате из быстро разлагающихся остатков травяной растительности происходит быстрое вымывание зольных элементов и азота по той причине, что живой растительный покров на почве в это время почти отсутствует и поэтому процессу вымывания не противостоит противоположный процесс биологического усвоения и удержания элементов-органогенов.

При сильном сквозном промывании нет условий для закрепления элементов-органогенов и в почвенной толще. Поэтому во влажном климате травяная растительность не только не способна самостоятельно накапливать в своем живом веществе или в почве необходимый для жизни ее поколений устойчивый запас элементов питания, но напротив, в подобных экосистемах из года в год происходит уменьшение запасов зольной и азотной пищи растений. Именно поэтому естественных сообществ травянистых растений на водоразделах или суходолах в сильно увлажняемой лесной зоне не существует. И хотя суходольных лугов в лесной зоне имеется много, но все это — вторичные луга, выросшие на месте вырубленных лесов, и недолговечные. Если за ними не ведется специальный уход со стороны человека (скашивание, удобрение, подсев трав), они довольно скоро превращаются в пустошные, вырождающиеся луга, а затем снова зарастают лесом или кустарником, которые более жизнеспособны в данных условиях.

Но все же на Земле имеются такие экологические условия, которые благоприятны для луговой мезофильной растительности и где она является или первичной, т. е. естественной, или способной удерживать за собой те местообитания, которые она заняла после вырубки леса. Возникает вопрос, являются ли эти экологические луговые условия зональными? На этот вопрос существуют разные точки зрения, но преобладает мнение, которое мы разделяем, что луга не имеют ясно выраженного зонального распределения, а встречаются чуть ли не во всех почвенно-растительных зонах.

Однако особенно ясно, что луга связаны с таежно-лесной зоной, которую некоторые авторы не без оснований называют лесолуговой. Эта связь объясняется тем, что у растительности лесов и лугов есть одно общее свойство — мезофильность (вла-

голюбие). Но в другом очень важном отношении экологические условия лесов резко отличаются от экологических условий лугов, а именно: леса приспособлены и прекрасно выносят интенсивное промывание почв, на которых они обитают, пресными атмосферными водами, то-есть леса — элювиальноустойчивы. Луговые же растения не способны бороться самостоятельно с резко выраженными элювиальными условиями из-за их совершенно иной биоморфологической структуры, о чем сказано выше.

Отсюда нетрудно понять, что в жизни луговой растительности имеется следующее экологическое противоречие: являясь растительностью влажных местообитаний, она не способна бороться против неизбежного следствия влажного климата — вымывания из почв элементов минерального питания. Как же разрешается это противоречие? Природа сама подсказывает нам ответ на этот вопрос. Имеется нечто общее в экологии лугов, где бы мы их ни встречали, как нечто общее имеется в экологии различных лесов. Луга жизнеспособны, устойчивы и достигают хорошего, а иногда и роскошного развития только в тех экологических условиях, где обильное увлажнение сочетается с поступлением элементов минерального питания из каких-либо внешних по отношению к данному биотопу источников, то есть когда почва обильно увлажняется не только пресной атмосферной водой, но и водой, содержащей минеральные питательные элементы. Это условие для жизни коренных лугов совершенно необходимо, что подтверждается закономерностями их распределения как на материковых равнинах, так и на островах и в пределах горных поднятий. Везде, где есть природные луга, они обитают только в тех местах, где вместе с водой приносятся элементы зольной и азотной пищи. Источники этого аллохтонного \* минерального питания могут быть различными — по ним-то и различаются крупные типы местообитаний лугов.

Пойменные луга. На материковых равнинах самым распространенным местообитанием лугов являются поймы рек, ежегодно заливаемые на тот или иной срок паводковой водой, которая приносит на луг элементы минерального питания как в растворенном состоянии, так и в форме плодородного наилка. Пойменные луга областей с влажным климатом находятся в особенно выгодном положении по сравнению, например, с суходольными лугами тех же областей потому, что дополнительное минеральное питание они получают тотчас же после таяния снега, то есть в период особенно интенсивного весеннего промывания почв суходолов пресной атмосферной водой. Таким образом, если местообитания временных суходольных лугов лесной зоны в ранневесенний период особенно интенсивно про-

---

\* Аллохтонный — поступающий, принесенный на данное местообитание со стороны.



меняются и выщелачиваются водой, то местообитания пойменных лугов в той же зоне и в тот же самый «опасно-элювиальный» период получают богатую минеральную подкормку.

Но поймам рек, получающим дополнительное увлажнение и «удобрение», луга идут далеко на север, пересекая зону тундры, вплоть до побережий северных морей.

Приморские луга. Вторым очень характерным естественно удобряемым местообитанием лугов следует считать их приморское или островное океаническое положение, когда оно сочетается с влажным и прохладным, вплоть до холодного, климатом. В приморских местообитаниях луга живут под благотворным влиянием сильной морской импальверизации\* солей. В этой связи представляет большой интерес книга акад. Д. В. Наливкина (1970) «Ураганы, бури и смерчи», в которой показана огромная роль в жизни Земли этих грозных природных явлений. На стр. 404 книги Д. В. Наливкин пишет: «Сильные ветры, штормы и ураганы, проносясь над морем, срывают верхушки волн, особенно белые пенистые гребни, поднимают морскую воду вверх и переносят ее вглубь континентов на десятки, сотни, а может быть, и на тысячи километров». Годичный вынос морских солей, по Наливкину, достигает нескольких тысяч т на кв. км побережья. В условиях влажного климата, когда почва промывается большим количеством воды, засоления почв морскими солями не происходит, как показывают, например, исследования почв Камчатки (Ливеровский, 1962) и Сахалина (Пономарева, 1971).

Огромное значение морской импальверизации солей как фактора, вызывающего к жизни в соответствующих условиях луговые сообщества растений, несомненно, следует из того, что все страны умеренных и даже высоких широт северного полушария, расположенные на побережьях морей или как острова в океане, славятся широким распространением природных и культурных лугов, их высокой продуктивностью и как следствие этого — высоким уровнем развития животноводства. Это — Дания с Фарерскими островами, Голландия, Швеция, Финляндия, Исландия, Британские острова и др. Аналогами их на северо-востоке Тихоокеанского приморья являются п-ов Камчатка, о. Сахалин, Командорские острова и др. Не только на влажности морского климата, как принято думать, зиждется высокая продуктивность луговых трав в этих странах и островах, но и на постоянной сильной импальверизации морских солей. В морской воде впервые зародилась жизнь, она (морская вода) содержит почти все элементы таблицы Менделеева, в частности очень большое разнообразие микроэлементов, вплоть до редких, из которых многие, еще не изученные по их влия-

---

\* Импульверизация — перенос ветрами морских солей на сушу в расеянном состоянии.

нию на живые организмы, вероятно, оказывают сильное биостимулирующее влияние на сухопутные растения.

Могут сказать, что питательное значение для растений солей морской воды должно быть невелико, поскольку в их составе преобладает хлористый натрий. Однако необходимо учесть очень важную геохимическую особенность минерального питания растений: почти все потребляемые ими химические элементы находятся в литосфере, гидросфере и атмосфере в более или менее рассеянном состоянии. Так, преобладающие в составе литосферы элементы Si, Al, Fe, требуются растениям, как правило, в ничтожных количествах, тогда как другие элементы, особенно P, N, S, K, Ca, избирательно поглощаются и накапливаются в растениях. То же можно сказать об атмосфере: необходимый растениям для фотосинтеза газ CO<sub>2</sub> составляет среди газов атмосферы лишь 0,03 объемных процента.

В составе морской воды на долю кислорода, водорода, хлора и натрия приходится 99,5% веса морской воды, на долю всех остальных элементов только 0,5%. Однако это означает, что в 1 кг морской воды содержится 5 г разнообразнейших химических элементов вплоть до золота, серебра и радия. Если учесть: 1) что на сушу в приморских странах постоянно выносятся громадные массы морской воды; 2) что этот процесс сопровождается жизнью наземных растений со времени выхода их из океана на сушу и 3) что растения обладают способностью избирательно концентрировать из рассеянного состояния и удерживать в среде обитания полезные для них химические элементы, то значение фактора морской импัลверизации солей для развития луговой растительности в приморских странах и на островах северного полушария едва ли нами преувеличено. Этот природный фактор в жизни растений и в почвообразовании заслуживает большого внимания и тщательного изучения.

Брызги морской воды несут на сушу элементы не только зольного, но и азотного питания растений, например, в форме обитателей планктона. Об этом также пишет на стр. 406 своей книги акад. Д. В. Наливкин: «С морской водой на поверхность островов непрерывно приносятся морские организмы, в первую очередь микрофауна и микрофлора. Их так много, что современные отложения на островах в ископаемом виде будут определяться как морские».

Приморская растительность находится в особом, очень выгодном положении по сравнению как с морской, так и с растительностью материковых равнин, потому что она одновременно использует преимущества и морского минерального питания и сухопутного, вероятно, обладая способностью выбирать из того и другого самое полезное. Кроме того, фактор морской импัลверизации солей в своем влиянии на луга в приморских странах и на островах более постоянен, чем разливы рек на континентах.

Высокогорные луга. Третьим крупным и широко известным местообитанием лугов являются высокогорные субальпийские и альпийские луга. На первый взгляд может показаться, что высокогорные луга трудно уложить в ту общую концепцию экологии лугов, о которой мы ведем здесь речь. Однако внимательный анализ обстановки жизни горных лугов позволяет прийти к выводу, что субальпийские луга (кстати, самые продуктивные и красочные типы лугов) живут в условиях и своеобразной седиментации\* и морской импальверизации солей. Дело в том, что субальпийские луга особенно характерны для так называемых периферических частей горных поднятий, обращенных склонами к морям и океанам (Еленевский, 1940), благодаря чему они должны испытывать сильное влияние морской импальверизации солей, тем более, что склоны гор задерживают и конденсируют на своей поверхности большое количество атмосферных осадков, часто в форме туманов.

Влияние же своеобразной поемности и седиментации на субальпийские и альпийские луга сказывается в том, что в период вегетации они подпитываются снеговыми водами, стекающими с горных вершин и несущими с собой элементы питания растений как в растворенном состоянии, так и в форме богатого горного наилка — продукта химического выветривания горных пород. Высокогорные местообитания лугов должны быть особенно богаты элементами питания растений потому, что они представляют минералогически свежий субстрат, не подвергшийся сильному выветриванию и выщелачиванию. Во всяком случае, сочетание влажного климата с очень богатым минеральным питанием выражено в высшей степени именно в высокогорном поясе субальпийских лугов.

Таким образом, главная особенность лугов состоит в том, что в отличие от лесов они живут в условиях увлажнения не только пресными атмосферными водами, но и водами, которые несут из разных источников элементы минерального питания растений, что и придает лугам устойчивость и высокую продуктивность. На пресных же атмосферных водах в условиях суходолов лесной зоны луга вторичны, малопродуктивны и неустойчивы.

Лесостепь. При движении в пределах Русской равнины от зоны распространения хвойно-моховых лесов к югу и юго-востоку, наши вечнозеленые хвойные леса постепенно сменяются сначала смешанными хвойно-широколиственными, а затем чисто широколиственными лесами, состоящими в основном из дуба с участием липы, клена, ясеня и других листопадных пород. Параллельно этому происходит постепенное уменьшение под пологом леса мхов и увеличение трав. Еще дальше к югу и юго-востоку сплошная полоса распространения лесов делается

---

\* Седиментация — отложение наилка.

как бы разорванной на отдельные куски или участки леса, которые перемежаются с участками степи. Эта неоднородная по растительному покрову природная зона носит название лесостепной или лесостепи. В наше время участки степи в ней почти целиком распаханы и сохранились лишь в лесостепных заповедниках. Из них наиболее крупным в СССР является Центрально-Черноземный заповедник им. В. В. Алехина в 20 км к югу от г. Курска.

В русской природе лесостепь занимает особое положение во многих отношениях. Для нее характерно наиболее оптимальное соотношение между основными климатическими факторами жизни: теплом и влагой и, следовательно, оптимальные условия питания растений зольными элементами и азотом ввиду быстрых циклов новообразования и разложения органического вещества и умеренного увлажнения почв атмосферными осадками. Годовое количество выпадающих атмосферных осадков в лесостепи приблизительно равно их возможному испарению. Как следствие этого, лесостепь отличается максимальной для умеренных широт продуктивностью естественных, а потенциально — и культурных ландшафтов.

В истории русской почвенно-ботанико-географической науки лесостепь была предметом особенно широких и фундаментальных исследований, а также долгих и интересных научных споров, которые в известной мере не закончились и поныне. Особенно важными и дискуссионными считаются два вопроса, которые мы и рассмотрим.

**Вопрос 1-й.** Почему лесостепь имеет неоднородный растительный покров, состоящий из обособленных участков леса и степи? По этому вопросу высказывались самые различные точки зрения. Одни ученые (Коржинский и его последователи) считали, что лесостепь представляет авангард естественного наступления на степь леса как более мощной и более жизнеспособной растительной формации, которая постепенно оттесняет степь все дальше к югу. Другие (Вильямс и его последователи) высказывали противоположное мнение, что степь наступает на лес и постепенно отодвигает его границу к северу вследствие того, что якобы в каждой природной зоне растительный покров сменяется во времени в следующем порядке: тундра — лес — степь — пустыня. Третьи (Гроссет) считали, что лесостепь представляет нечто вроде естественного севооборота, в котором лес и степь все время меняются местами по причине их различного влияния на почву: степная растительность улучшает почву, делая ее черноземной, и после этого уступает ее лесу, который, напротив, оподзоливает чернозем и после этого снова возвращает его степи и т. д.; согласно этой точке зрения каждый участок лесостепи несколько раз проходил стадию леса и степи.

Совершенно иных представлений о лесостепи придерживался основоположник научного почвоведения В. В. Докучаев (1883).

который считал лесостепь не временным и переходным образованием от леса к степи или от степи к лесу, а вполне устойчивым и самостоятельным, двойственная растительная природа которого есть закономерное следствие влияния местных физико-географических условий. Если это так, а мы, как и многие другие, присоединяемся к точке зрения Докучаева, то какие же постоянно действующие причины вызывают неоднородность растительного покрова лесостепи?

Для того чтобы лучше разобраться в этом, попробуем оценить экологические условия на Русской равнине, как бы взвешивая их на воображаемых экологических весах, одно плечо которых соответствует экологии леса, а другое — экологии степи. К северу от лесостепи простирается сплошная полоса лесов (степени их вырубленности мы сейчас не касаемся), и чаша экологических весов здесь низко склонилась в пользу леса. К югу от лесостепи простирается сплошная степь (ныне почти целиком распаханная), и чаша экологических весов здесь низко склонилась в пользу степи. Чтобы перейти от состояния одного крайнего неравновесия к противоположному другому, наши воображаемые экологические весы должны пройти через состояние равновесия. Этому состоянию экологического «лесо-степного» равновесия, вернее, колебанию около равновесия, и отвечает зона лесостепи. На одних участках зоны лесостепи чаша экологических весов *немного* склоняется в пользу леса, на других — *немного* в пользу степи.

В лесостепной зоне лес и степь встречаются не только территориально, но сближаются и флористически — леса здесь сильно облиственны и травянисты, а степи содержат элементы лесного разнотравья. Поэтому нельзя забывать, что лесостепь — это чередование и близкое соседство со степью не типичных, например, хвойно-моховых лесов (подобное соседство в природе, как правило, исключено), а сильно облиственных и заросших густой травой, нередко сильно осветленных лесов паркового типа. В этом состоит одна из черт самобытности лесостепи: ее леса, в значительной мере утратившие типично лесные признаки, качественно не повторяются в лесной зоне, а ее «молодые» в филогенетическом смысле степи с красочной луговой растительностью не повторяются в степной зоне.

Какие же условия изменяются внутри зоны лесостепи и склоняют чашу экологических весов на одних участках в пользу леса, а на других в пользу степи? Это — геоморфологические условия, то есть неровности рельефа, образованные древними и отчасти новейшими водноэрозийными процессами, что закономерно связано и с неоднородностью грунтов — местами они лучше, а местами хуже проницаемы для воды. Все это в целом — геоморфология и состав пород представляет в лесостепи очень тонкий природный «механизм», вызывающий к жизни на одних участках лес, на других — степь. Нетрудно по-

нять и легко увидеть, что леса занимают здесь более возвышенные и расчлененные формы рельефа, например, высокие правобережья рек, склоны балок, обычно сложенные более водопроницаемыми породами, которые сильнее промываются и выщелачиваются водой, а степи располагаются на более низких и ровных участках, которые сложены более глинистыми породами и слабее промываются водой (Краснов, 1894).

Таким образом, нет ничего загадочного в двойственной растительной природе лесостепи. Она естественна в промежуточной полосе между лесной и степной зонами, где малейший сдвиг местных климато-рельефных условий в сторону усиления или ослабления элювиальных процессов делает данное местобитание более соответствующим экологии то северного соседа лесостепи — леса, то ее южного соседа — степи.

Нередко научный вывод находит лучшую формулировку в негативной форме. Такое краткое негативное определение можно дать сущности лесостепи. Если бы та географическая полоса, на которой расположена лесостепь, была идеально равнинной и однородной по составу суглинистого грунта, в природе не было бы лесостепи. На воображаемой однородной во всех отношениях земельной территории лесу негде было бы «защепиться», то есть найти подходящие для себя повышенно элювиальные по сравнению с другими участками условия обитания. В таком случае на месте лесостепи простиралась бы сплошная и однообразная степь. Она была бы более сухой и более бедной флористически, чем участки степи в пределах реально существующего лесостепного ландшафта. С другой стороны, если бы та географическая полоса, на которой расположена лесостепь, была равнинной, но покрыта песчаными, хорошо водопроницаемыми породами, то вероятно здесь были бы сплошные леса, главным образом, сосновые.

Вопрос 2-й. К какому типу растительности относятся в лесостепи ассоциации травяных растений: степному или луговому? Говоря о лесостепи, мы все время называли ее травяные растительные ассоциации участками степи, как это принято подавляющим большинством ученых и как это следует из самого названия лесостепной зоны. Однако в геоботанической науке есть течение, существующее поныне, согласно которому травяные участки лесостепи представляют не степь, а луг. Наиболее ярким выразителем этого течения был известный советский луговед А. П. Шенников (1941). Он считал, что луга являются зональным типом растительности и что зоной их распространения является лесостепь и южная часть лесной зоны, где умеренно влажный климат якобы позволяет луговой растительности конкурировать с лесной и благодаря чему луговая растительность здесь не вторичная послелесная, а первичная, коренная и устойчивая. В этой связи А. П. Шенников писал: «...лесостепную

«область (зону) правильней называть лесолуговой, а «луговые степи» — суходольными лугами лесолуговой области».

Однако большинство геоботаников считают травяные участки лесостепной зоны «северной» или «луговой» степью, лишь содержащей в своем травостое некоторые луговые растения. В последние годы этот полемический вопрос рассматривался в нескольких крупных монографиях (Голубев, 1965; Семенова-Тян-Шанская, 1966; Дохман, 1968). Следует заметить, что в этой полемике используются, главным образом, геоботанические критерии для отнесения травяной растительности к типу степной или луговой, причем эти критерии связываются лишь с одним экологическим признаком — отношением различных растений к степени увлажнения. Но до тех пор, пока экологическая характеристика лугов и степей не будет отражать особенностей их минерального питания, результаты полемики все еще будут оставлять место для сомнений, относить ли травяные сообщества лесостепи к степному или луговому типу.

Между тем, есть очень простой и верный экологический критерий для отнесения травяных сообществ растений к луговому или степному типу. Луговая растительность живет на аллохтонном минеральном питании, степная — на самостоятельном, собственно почвенном питании. С этим закономерно связано четкое разделение типов почвообразования. Луговая растительность образует тип дерновых почв, гумусовый или дерновый горизонт которых обычно неглубок, — это связано с тем, что основное питание луговая растительность получает сверху (в виде наилка или морской импульсверизации солей), что и приводит к неглубокому распределению в почве массы ее корней, а отсюда и к формированию неглубокого гумусового горизонта.

Степная растительность формирует почвы черноземного типа. Находясь почти исключительно на автономном, почвенном питании, она в поисках минеральной пищи и воды пронизывает корнями минеральную толщу почвы на большую глубину и это приводит к образованию в зоне распределения ее корней мощного, нередко метрового (и большей мощности) гумусового горизонта черноземов — этой *богатейшей* кладовой минерального питания, которую создали в природе степные растения.

Травяные сообщества лесостепной зоны, несомненно, относятся к степному типу, поскольку они естественным образом занимают в этой зоне водоразделы, не зависят в своем минеральном питании от какого-либо аллохтонного источника питания и под ними формируются типичные или слабовыщелоченные черноземы. Луговой зоны, вопреки представлениям А. П. Шенникова, вообще не может быть, потому что луга, требующие высокого увлажнения, не могут при этом находиться одновременно на автономном, исключительно почвенном питании, вследствие неспособности трав противостоять вымыванию из почв элементов-органогенов.

В этой связи уместно затронуть вопрос о самом происхождении травянистых растений. Палеоботаникой установлено, что травянистые растения возникли из древесных путем задержки роста на начальной, ювенильной стадии (Тахтаджан, 1954) и гораздо позже древесных. В современной картине лесостепи, возможно, запечатлена картина филогенетического процесса образования травяной растительности под пологом листопадного леса и ее постепенный выход из леса на суходолы и обсохшие равнины к самостоятельному типу минерального питания. Не считая этот путь единственным для филогенеза травянистых растений, мы можем, однако, говорить о том, что этот путь весьма вероятен.

В самом деле, в своем филогенезе по крайней мере часть травянистых растений должна была появиться вместе с появлением листопадных лесов, которые сбрасывают на почву в форме опада листьев богатейший источник минерального питания для приземных лесных растений. Под пологом листопадного леса и должна была появиться мезофильная травяная растительность, основным источником минерального питания которой служил лиственный опад. Подтверждение этого можно найти в некоторых современных явлениях, например, в том, что под пологом вечнозеленых хвойных и тропических лесов, как правило, не бывает хорошо развитого травяного покрова, а только — под пологом листопадных лесов. Интересно отметить также, что из хвойных лесов наиболее травянистыми являются лиственничные леса с опадающей на зиму хвоей, к тому же богатой зольными элементами и азотом, как источником пищи для травянистых растений.

Обитание мезофильной травяной растительности под пологом листопадных лесов как поставщиков для нее минерального питания можно считать четвертым типом ее крупных природных местообитаний помимо пойменных, приморских и высокогорных типов.

По мере того, как на отдельных участках Земли климат становился суше, утрачивая черты типично лесного климата и приближаясь к лесостепному, травянистые растения должны были занимать под лесом все большее место. Со временем же начали формироваться их пионерные самостоятельные сообщества — зачатки степей. Сначала это могли быть небольшие прогалины в листопадном лесу, заросшие травой, которая еще испытывала большое влияние на свой пищевой режим окружающего листопадного леса и пуждалась в этом. Затем появились более обширные травяные поляны в осветленном листопадном лесу, тоже еще испытывающие «удобрительное» влияние лесного опада. И, наконец, совсем обособились от леса обширные участки луговой степи, знаменующие своим появлением начало зоны лесостепи — этой переломной зоны, где травяная растительность впервые вышла из-под «копейки» леса на суходол к



самостоятельному существованию. Причиной этого должно было явиться ослабление до определенной степени элювиальности почвенных условий.

В пользу того, что листопадный лес мог быть прародителем травяных ассоциаций растений, говорят следующие соображения и факты: 1) травянистые растения произошли, как это установлено, из древесных; 2) поэтому пионерные травянистые растения должны были быть лесожителями; 3) в соответствии с этим пионерные травянистые растения не могли быть ксерофитами, а только гигро-мезофитами, между тем эти последние не могут быть на автономном почвенном питании. Следовательно, травяную растительность, возможно, и породили и, в буквальном смысле, вскормили своим опадом листопадные леса.

Известный советский ботаник и географ Е. В. Вульф в заключении к книге «Историческая география растений» писал по поводу основных черт эволюции и формообразования растений: «Совершенно очевидно, что причиной указанного направления развития флор была борьба за влагу: вот основной стимул эволюции растительного мира, оказывающий свое воздействие на растения с момента выхода их на сушу» (1944, стр. 536).

Мы приходим к иному или уточненному выводу, что главной причиной и стимулом формообразования и эволюции в мире растений была не просто борьба за влагу, а сложные и длительные исторические процессы приспособления растений и растительных сообществ к условиям водноминерального питания (точнее — условиям термической среды и водноминерального питания). Вода для растений всегда и обязательно выступает не просто как вода, а как растворитель и носитель элементов минерального питания.

Возможно, скажут, что содержание в воде растворенных минеральных элементов всегда подразумевается. Но недостаточно только подразумевать, нужно отдавать себе в этом полный отчет и тщательно изучать, расшифровывать во многом скрытый от нас механизм приспособления и приспособленности растительных сообществ к разнообразным условиям водноминерального питания. Возможно, эти условия являются главной движущей силой формообразования, эволюции и современной жизни растений.

Представим себе, что растения всегда пассивно подчинялись складывающимся условиям водноминерального питания, — в таком случае пустыни простирались бы не только в жарком сухом климате, но и на громадных пространствах суши (порядка 30—40%) с сильно влажным климатом, по причине полного вымывания элементов-органогенов из верхнего слоя земной коры. Но растения в высшей степени активно реагировали путем формообразовательных процессов на неблагоприятные экстраэлювиальные условия, и именно благодаря этому громадные природные области с влажным климатом одеты могучим

и великодушным покровом лесов, который как мощный биологический насос и в то же время фильтр и аккумулятор ни на минуту не прекращает своей работы по накоплению и удержанию элементов-органогенов из потока атмосферной воды, который обрушивается на этот живой механизм.

Среди лесов в тех экологических нишах, где почва увлажняется не только пресной атмосферной водой, но и водой, которая несет из того или иного источника элементы минерального питания, леса расступаются, чтобы дать жизнь совсем иному типу растительности — лугам. В оптимальной по гидротермическим условиям зоне лесостепи лес уступает еще больше пространства новому типу растительности — луговым степям, которые в отличие от лугов не получают дополнительного водно-минерального питания извне, а целиком находятся на автономном, собственно почвенном питании, потому-то они так же, как и настоящие степи, образуют своими глубокоидущими в землю корнями богатейшие почвы черноземного типа.

Различные типы водноминерального питания растений оказывают прямое и непосредственное влияние на почвообразование. Можно сказать больше — в морфологии и химизме почвенных профилей запечатлена реакция растительных сообществ на условия их водноминерального питания.

**Лесные типы почвообразования.** Почвообразование под лесом имеет ту главную особенность, что накопление элементов-органогенов происходит в основном не в минеральной толще почвы, а в живом веществе леса и мертвом опаде, который часто образует подстилочные формы аккумуляций. Поэтому под лесами почвообразование в большинстве случаев не носит ярко выраженного аккумулятивного характера. Что это так, достаточно назвать наиболее распространенные типы лесных почв — подзолы и подзолистые почвы, бурые лесные почвы под мертвопокровными и редкотравными лесами, красноземы и желтоземы влажных субтропиков, красные и краснобурые почвы тропических дождевых лесов. Все перечисленные почвы не только не отличаются значительными запасами элементов плодородия, но, что весьма важно\*, они имеют очень низкую поглощательную способность (мы исключаем из этого перечня серые лесные почвы, как переходные, образованные сильно травянистыми широколиственными лесами).

Почвенно-аккумулятивный процесс под настоящими лесами выражен, как правило, только в приповерхностном слое почвы, или даже только в лесной подстилке. Формы аккумуляции мертвого органического вещества в виде подстилки и грубого гумуса имеют в данном случае неустойчивый, эфемерный характер; они

---

\* Важно потому, что представляет особый тип гипергенной дифференциации элементов в земной коре — накопление некоторых элементов, например калия, не в почве, а в биомассе лесов.

удобными лишь под теми лесами, которые их образуют и ежегодно пополняют свежим опадом. При распашке же лесных почв их более или менее свежее и грубое органическое вещество в изменившихся условиях водно-воздушного режима быстро минерализуется, не оставляя в почве устойчивых запасов гумуса. Почти все послелесные почвы в сельскохозяйственной культуре требуют систематического применения органических и минеральных удобрений.

Не лишним считаем заметить, что послелесные почвы влажно-тропического и субтропического климатов и в условиях сельского хозяйства используются в основном не под однолетние сельскохозяйственные культуры, а под многолетние — деревья и кустарники: цитрусовые, кофейное дерево и какао, чай, виноград и т. п. Для зерновых однолетних культур влажно-тропические и субтропические почвы почти абсолютно непригодны, так же, как они почти непригодны для однолетних трав в естественном состоянии.

В качестве примера лесной почвы приводим в табл. 1 аналитические данные для песчаного подзола под хвойно-моховыми лесами Ленинградской области (Карельский перешеек). Как видим, здесь сейчас же под грубой, очень кислой лесной подстилкой залегает почти лишенный органического вещества, азота и обменных оснований, сильно оподзоленный горизонт  $A_2$ , представляющий почти начисто отмытый от всех иных минералов кварцевый песок. Некоторое накопление органического вещества происходит лишь в гумусово-иллювиальном горизонте в форме комплексных соединений фульвокислот с полуторными окислами — продуктами разложения алюмосиликатных минералов. Этот гумусо-иллювиальный горизонт, как и почвенный профиль в целом, имеет сильнокислую реакцию, беден азотом, отличается ничтожной поглотительной способностью к катионам ( $Ca + Mg$ ). Естественно, что корни древесных растений и ягодных кустарничков сосредоточены здесь почти исключительно в лесной подстилке, ниже которой залегает в буквальном смысле бесплодная толща подзола.

В течение 5 лет на этом подзоле мы вели наблюдения за составом просачивающихся через почву (лизиметрических) вод (Ропотагева и др., 1968; Пономарева и др., 1971; Сотникова, 1970). Лизиметрические воды из лесной подстилки — этого средоточия корней растений — имели ничтожную степень минерализации (в среднем 30—40 мг/л), при высоком содержании растворенного органического вещества (порядка 60 мг/л); рН воды колеблется за период наблюдений от 3,7 до 4,7. Это показывает, что минеральное питание фитоценоза имеет здесь почти автономный от минеральной толщи почвы характер, то есть биологический круговорот приближается к замкнутому типу: живые организмы  $\rightleftharpoons$  мертвый опад. Особенно ничтожное вымывание из сферы обитания корней лесного фитоценоза на-

Песчаный илловально-гумусовый подзол

Глубина (см)	Горизонты	рН		Обменные катионы мг-экв на 100 г почвы						% к почве		
		водный	солевой	Са	Mg	Са + Mg	Н	Al	Н + Al	С органического	N	C:N
0—2	A <sub>0</sub> <sup>I</sup>	4,70	3,21	22,1	10,5	32,6	12,5	7,6	20,1	43,65	1,340	32,5
2—4	A <sub>0</sub> <sup>II</sup>	4,21	3,06	12,8	5,4	18,2	9,9	6,5	16,4	27,10	0,892	30,4
4—6	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	4,13	3,06	1,2	1,8	3,0	1,2	1,6	2,8	3,28	0,134	24,5
6—10	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	4,15	3,22	1,2	1,2	2,4	0,07	1,5	1,57	1,91	0,083	23,0
10—20	A <sub>2</sub>	4,78	3,86	1,2	1,2	2,4	0,03	0,5	0,53	0,16	0,014	11,4
20—26	A <sub>2</sub>	4,96	4,23	1,2	1,2	2,4	0,02	0,3	0,32	0,07	0,010	7,0
26—35	A <sub>2</sub>	4,85	4,22	1,2	1,2	2,4	0,01	0,8	0,81	0,21	0,020	10,5
35—40	B	4,76	4,25	1,2	0,8	2,0	0	2,5	2,5	2,82	0,086	32,8
40—46	B	4,87	4,26	1,2	1,0	2,2	0	1,6	1,6	1,97	0,060	32,8
46—53	B	4,95	4,42	1,2	1,0	2,2	0	0,9	0,9	1,08	0,036	30,0
53—63	B	5,10	4,45	1,4	1,0	2,4	0	0,7	0,7	0,73	0,026	28,1
63—73	B	5,20	4,48	1,0	1,0	2,0	0	0,6	0,6	0,56	0,024	23,4
73—83	BC	5,43	4,57	0,8	0,8	1,6	0	0,5	0,5	0,67	0,026	25,8
83—93	BC	5,43	4,58	1,2	0,8	2,0	0	0,4	0,4	0,54	0,021	25,7
93—100	BC	5,62	4,62	0,8	0,8	1,6	0	0,3	0,3	0,42	0,016	26,3

Примечание.  $E_C^{мг/мл}$  — коэффициент оптической плотности, полученное содержание в растворе С в мг/мл (Плотникова и Пономарева, 1967);

\* Анализы сделаны Т. А. Плотниковой.

блюдалось в отношении абсолютных органических веществ — калия (1—2 мг/л), азота (меньше 1 мг/л), фосфора (неопределимые следы). Весьма незначительные абсолютные количества вымываемых из подстилки элементов-органических веществ оказались близкими к тому их количеству, которое поступает ежегодно из атмосферы с пылью, дождем, снегом.

Луговой тип почвообразования. Это то, что называют дерновым типом, продуктом дернового процесса. Процесс этот вполне самобытен, отличаясь как от лесного, так и от степного. Что для него особенно характерно? Так как элементы минерального питания поступают на местообитания рассмотренных типов лугов сверху в виде речного или горного напуска и морской импультверизации солей, то корни луговых растений не идут в почву на большую глубину, а сосредоточиваются, главным образом, в верхнем слое почвы мощностью 15—25 см. Поверхностное поступление на почву элементов минерального питания и приповерхностная корневая система луговой растительности имеют своим следствием формирование

## под хвойным лесом (Ленинградская обл.) \*

Состав гумуса (% к общему С)											Обменный Са + Mg, мг-экв на 100 г гумуса
фракции гуминовых кислот					фракции фульвокислот					ГК ФК	
1	2	3	сумма	$E_c^{430/M\mu}$	1 <sup>a</sup>	1	2	3	сумма		
10,7	0	14,0	24,7	4,1	1,9	8,3	5,1	7,7	23,0	1,07	44
11,7	0	14,0	25,7	4,5	1,5	10,7	2,9	9,3	24,4	1,05	39
16,9	0	10,9	27,8	8,1	1,7	16,6	0	9,3	27,6	1,01	53
18,2	0	11,4	29,6	10,9	1,8	10,5	0	6,1	18,4	1,61	73
16,9	0	6,3	23,2	6,9	4,4	10,0	0	5,6	20,0	1,16	—
15,7	0	5,3	21,0	5,9	17,1	12,9	0	6,7	36,7	0,57	—
12,4	0	2,1	14,5	5,6	42,1	10,5	2,9	6,7	62,6	0,23	—
1,9	0	0,6	5,5	6,7	82,4	1,1	4,5	0,9	88,9	0,06	43
4,6	0	0,6	5,2	6,3	87,0	0	5,1	0,8	92,9	0,05	65
3,7	0	0	3,7	4,5	87,2	0	5,3	0,5	93,0	0,04	118
2,9	0	0	2,9	5,8	85,2	0	5,3	1,1	91,6	0,03	190
2,7	0	0	2,7	8,1	82,3	0	5,8	2,0	90,1	0,03	—
3,0	0	0	3,0	6,8	82,0	0	5,5	2,0	89,5	0,03	—
3,0	0	0	3,0	6,5	81,1	0	5,5	2,8	89,4	0,03	—
3,1	0	0	3,1	5,5	79,4	0	5,3	3,4	88,1	0,03	—

численный в результате деления показателя поглощения света при  $\lambda = 430$  мкм

$\frac{ГК}{ФК}$  — отношение С гуминовых кислот к С фульвокислот.

неглубокого гумусового горизонта дерновых почв, порядка 20—30 см. Формы аккумуляции гумуса при дерновом процессе почти так же, как при лесном, не отличаются значительной биохимической устойчивостью и при распашке дерновых почв довольно быстро разлагаются, причем этот процесс не сопровождается значительным накоплением в почве гумуса.

Для иллюстрации лугово-дернового типа почвообразования мы выбрали великолепный экземпляр почвы с превосходно, даже несколько гипертрофированно выраженными чертами дернового процесса — почву, формирующуюся под сахалинским крупнотравьем на эпидотово-хлоритовых сланцах (табл. 2). Почва сформировалась в условиях влияния на растительность интенсивной морской импальверизации солей. При высоком количестве атмосферных осадков, порядка 1000 мм, и умеренных температурах в летний период, т. е. в условиях сильного сквозного промывания, засоления почв морскими солями, конечно, не происходит.

Дерновая почва под Сахалинским

Глубина (см)	Горизонты	рН		Обменные катионы (мг-экв на 100 г почвы)						% к почве		
		водный	солевой	Ca	Mg	Ca + Mg	H	Al	H + Al	С органический	N	C:N
0—5	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	6,06	5,46	54,2	8,5	62,7	0	0,2	0,2	16,92	1,24	13,6
5—17	A <sub>1</sub>	5,75	4,76	21,8	6,8	28,6	0	0,1	0,1	5,78	0,56	10,2
17—27	A <sub>1</sub>	5,90	4,45	13,4	4,7	18,1	0	0,3	0,3	3,58	0,37	9,7
27—37	AB	5,43	4,35	9,1	3,4	12,5	0	0,8	0,8	3,68	0,33	11,2
37—47	B	—	—	4,6	2,0	6,6	0	—	—	2,33	0,20	11,8
С 50 см	С	Кристаллическая порода										

\* Анализы сделаны Т. А. Плотняковой и М. И. Пылевой.

Как видно из данных таблицы, реакция сахалинской дерновой почвы близка к нейтральной, почва сильно обогащена гумусом и азотом, в средней степени насыщена основаниями. Однако гумус ее, по данным фракционно-группового состава, лишь незначительно отличается от гумуса лесных почв: в нем, начиная с глубины 5 см и ниже, резко преобладают фульвокислоты над гуминовыми кислотами, оптическая плотность гуминовых кислот невысока, если учесть, что введенный нами (Плотникова и Пономарева, 1967) индекс оптических свойств  $E_{540}^{мг/мл}$  колеблется для гуминовых кислот разных типов почв примерно от 5 до 27. После распашки запасы гумуса в подобных почвах быстро минерализуются, и пахотные почвы — наследники подобных дерновых почв — сильно нуждаются в органических и минеральных удобрениях, а также и в известковании (Ливеровский, 1959). Это объясняется лабильной химической структурой гумусовых веществ дерновых почв, отсутствием прочных связей между ними и минеральными компонентами почвы.

Таким образом, хотя по размерам накопления гумуса и некоторым другим свойствам дерновая почва Сахалина под крупнотравьем может быть сопоставлена с черноземом, но в качественном отношении гумус дерновых почв не выдерживает сравнения с совершенно особым типом гумусонакопления — черноземно-степным.

Степной тип почвообразования. Как известно, это черноземный тип, который в качественном отношении очень резко отличается как от лесного, так и от лугового типов почвообразования. Пожалуй, между двумя последними больше сходства, чем между ними обоими и степным типом. Чем же объясняется столь большое качественное

## крупнотравьем (Южный Сахалин) \*

Состав гумуса (% к общему С)											Обменные Са + Mg мг-экв на 100 г гумуса
фракции гуминовых кислот					фракции фульвокислот					ГК ФК	
1	2	3	сумма	ЕС <sup>ж/ма</sup>	1 <sup>а</sup>	1	2	3	сумма		
12,7	4,9	12,7	30,3	7,7	2,1	18,0	0,1	7,2	27,4	1,10	215
13,8	1,0	7,2	22,0	11,3	4,9	21,4	4,6	8,8	39,4	0,55	286
12,7	2,2	5,3	20,2	14,2	18,2	20,6	10,7	7,2	56,7	0,36	292
12,0	0	3,4	15,4	13,3	21,3	15,9	13,3	3,0	53,5	0,29	200
8,9	0	2,6	11,5	6,7	22,7	24,3	6,8	7,7	61,5	0,19	200

своеобразие степного типа почвообразования? Оно объясняется и вызывается тем, что в отношении минерального питания степные растения находятся на полном собственном «иждивении». От древесных растений они отличаются тем, что их малая и ежегодно почти целиком отмирающая биомасса не может служить достаточно емким и надежным аккумулятором элементов питания и потому свои запасающие функции степные растения осуществляют собственно в почвенной толще. Корни степных растений в поисках минеральной пищи и воды очень глубоко уходят в почву и густо ее пронизывают — недаром их корневая масса во много раз превышает надземную (Родин и Базилевич, 1965). И в зоне работы их корней образуется очень мощный гумусовый горизонт — эта богатейшая кладовая питательных веществ, созданная в порядке приспособления к условиям обитания многими поколениями степных растений.

Черноземный процесс нельзя отождествлять с дерновым процессом, так как они качественно различны во многих отношениях: по условиям водноминерального питания растений, по типу формирующей эти почвы растительности, по запасам, вертикальному распределению, качественному составу и формам связи почвенного органического вещества с минеральными компонентами почвы.

Для иллюстрации черноземно-степного типа почвообразования приводим в табл. 3 данные анализа типичного мощного чернозема участка целинной Стрелецкой степи Центрально-Черноземного заповедника им. Алехина (Курская обл.).

Как видим, в профиле чернозема развит очень мощный, метровый гумусовый горизонт, специфические особенности которого обусловлены накоплением в нем в процессе жизнедея-

## Чернозем типичный мощный под:

Глубина (с.м)	Горизонты	рН водной *	Обменные основания (мг-экв на 100 г почвы)			% к почве		
			Ca	Mg	Ca + Mg	С органи- ческий	N	C : N
0—5	A	6,5	43,9	9,6	53,5	6,61	0,544	12,1
5—10	•	6,4	42,8	10,7	53,5	5,09	0,433	11,7
10—20	•	6,3	40,0	9,6	49,6	4,54	0,373	12,2
20—30	•	6,3	36,2	9,0	43,2	3,77	0,312	12,1
30—40	•	6,2	33,2	3,6	36,8	3,44	0,300	11,5
40—50	•	6,15	34,2	6,4	40,6	2,94	0,233	12,6
50—60	•	6,0	27,8	7,5	35,3	2,53	0,204	12,4
60—70	•	6,0	23,5	9,6	33,1	2,21	0,187	11,8
70—80	•	6,0	27,8	9,6	37,4	1,78	0,158	11,3
80—90	•	5,9	30,0	7,5	37,5	1,59	0,145	10,6
90—100	•	5,8	27,6	8,5	36,1	1,34	0,131	10,2
100—110	Вк	—	—	—	—	1,25	0,125	10,0
110—120	•	—	—	—	—	0,55	0,060	9,2
120—130	•	—	—	—	—	0,53	0,057	9,3
130—140	•	—	—	—	—	0,44	0,050	8,8
150—160	BC	—	—	—	—	0,45	0,047	9,5

\* Данные Е. А. Афанасьевой. Анализы состава гумуса сделаны

тельности степных глубококорневых растений устойчивых к биохимическому разложению и растворению в воде, химически очень сложных органико-минеральных соединений; их органический компонент состоит в основном из гуминовых кислот, а минеральные компоненты — в основном глинистые минералы и обменный кальций. Если выразить количество обменного кальция в мг-экв на 100 г гумуса, то мы получим совершенно разные показатели степени насыщенности гумуса кальцием для верхнего слоя чернозема (порядка 400—500 мг-экв), дерновой почвы (порядка 200—250 мг-экв) и подзола (меньше 100 мг-экв).

В профилях черноземов под степной растительностью за сотни и тысячи лет ее жизни происходит накопление огромных запасов гумуса — в пределе до 800 т/га гумуса и до 40 т/га азота. Глубокий гумусовый профиль черноземов содержит все необходимые для растений питательные элементы как макро-, так и микроэлементы. Если подходить к оценке черноземов с сельскохозяйственной точки зрения, их можно считать одним из самых плодородных типов почв мира. Созданные в природных условиях травянистыми степными растениями, черноземы в наибольшей степени пригодны для культуры однолетних зерновых растений.



## Длинной степью (Курская обл.)\*

Состав гумуса (% к общему С)												Обменные Са + Mg мг-экв на 100 г гумуса	CO <sub>2</sub> карбонатов (%)
фракции гуминовых кислот					фракции фульвокислот								
1	2	3	сумма	Мг/мл ЕС	1 <sup>а</sup>	1	2	3	сумма	ГК ФК			
6,2	20,1	9,9	36,2	13,8	3,9	9,5	1,7	9,7	24,8	1,46	470	—	
4,4	23,0	9,0	36,4	17,0	4,2	8,9	3,4	10,8	27,3	1,33	—	—	
4,1	22,2	10,0	36,3	17,8	4,3	7,6	5,8	10,0	27,7	1,31	—	—	
2,5	28,4	9,1	40,0	19,9	3,7	5,6	5,8	10,0	25,1	1,59	—	—	
2,0	30,1	8,5	40,6	20,2	3,4	4,8	5,1	9,0	22,3	1,82	—	—	
1,7	30,9	8,9	41,5	21,2	4,5	3,2	9,0	9,0	25,7	1,61	—	—	
1,4	35,5	7,2	44,1	21,3	4,2	2,9	9,1	9,7	25,9	1,70	—	—	
1,3	36,3	7,1	44,7	21,1	4,1	2,6	9,6	8,6	24,9	1,79	—	—	
0,5	36,2	7,3	44,0	20,6	4,8	2,4	9,7	10,1	27,0	1,63	—	—	
0	30,4	9,0	39,4	21,2	5,2	2,5	12,5	9,9	30,1	1,31	—	—	
0	27,5	8,5	36,0	21,2	5,4	2,4	15,5	10,8	34,1	1,05	—	—	
0	20,8	8,0	28,3	15,0	6,0	4,0	15,4	12,6	38,0	0,89	—	3,9	
0	9,5	5,0	14,5	11,6	8,7	4,2	15,6	14,1	42,6	0,34	—	5,8	
0	8,8	6,7	15,5	13,2	8,8	3,3	20,6	10,7	43,4	0,36	—	7,1	
0	8,2	4,3	12,5	9,6	9,6	2,9	23,2	13,4	49,1	0,25	—	6,1	
0	7,0	4,7	11,7	8,4	9,5	1,1	23,2	17,0	50,8	0,23	—	5,1	

Т. А. Плотниковой.

## ВЫВОДЫ

1. Через всю историю изучения сообществ естественной растительности красной нитью проходит признание первостепенного значения в их жизни и эволюции лишь физических условий: влажности, температуры и освещенности, особенно влажности (Вульф, 1944), и почти полная неразработанность, если не сказать игнорирование, условий минерального питания. Между тем не существует условий чисто водного снабжения растений — условия водоснабжения растений органически включают и условия их минерального питания, поскольку вода является растворителем минеральных питательных веществ. Водноминеральное питание, почти неизученное в применении к вопросам экологии, формообразования и эволюции естественной растительности, играет во всех этих процессах первостепенную роль. Необходимо изучать его огромное значение и в вопросах генезиса и свойств почв.

2. Закономерности территориального размещения различных типов природной растительности, связанные с их приспособленностью к определенным условиям водноминерального питания, следует рассматривать как вернейший указатель способов наилучшего хозяйственного использования разных ти-

пов земель для нужд человечества и в порядке охраны природы. Они учат нас оставлять невырубленными леса на многих малоплодородных или специфических по условиям рельефа и составу почвообразующих пород землях, которые нельзя использовать более продуктивно и экономично, чем под лесом, а в ряде случаев очень вредно оставлять без лесного покрова как для самих этих земель, так и для окружающих их естественных и культурных ландшафтов, угодий. В последние годы часто приходится слышать, что резервом дальнейшего расширения пахотных площадей остаются почти исключительно лесные площади. Практическое выполнение этой задачи требует весьма глубокого дифференцированного подхода к выбору тех или иных лесных площадей для распашки.

3. Природные закономерности размещения лугов учат нас стараться максимально использовать естественные факторы их продуктивности — поемность, приморское или высокогорное местоположение, не допускать, например, таких грубых ошибок, как распашка заливаемых пойменных лугов, которая приводит в большинстве случаев к полному смыву в реки почвенного слоя поймы, после чего почвенный и растительный покров трудно восстановить. Следует также учитывать, что если в природе нет продуктивных лугов вне влияния приносного (аллохтонного) водноминерального питания, то и в культуре нельзя рассчитывать на высокую продуктивность лугов без больших доз удобрений.

4. Поскольку природные луга получают дополнительное минеральное питание в форме водных растворов или суспензий, (а в приморских странах, видимо, еще в форме аэрозолей), то и в культуре, особенно на суходолах, наиболее эффективной мерой ухода за лугами, видимо, следует считать их искусственное орошение разбавленными растворами питательных солей.

5. Знание естественных законов жизни растительных сообществ в разных экологических условиях особенно необходимо в наше время в связи с задачами рационального использования земельных ресурсов, охраны природы, успешного решения проблем специализации сельского и лесного хозяйства.

### Литература

- Вильямс В. Р. Почвоведение с основами земледелия. Сельхозгиз, М., 1936.
- Вульф Е. В. Историческая география растений. Изд. АН СССР, М.—Л., 1944.
- Голубев В. Н. Эколого-биологические особенности травянистых растений и растительных сообществ лесостепи. Изд. «Наука», М., 1965.
- Григорьев А. А. Закономерности строения и развития географической среды. Избранные теоретические работы. Изд. «Мысль», М., 1966.
- Докучаев В. В. Русский чернозем. СПб., 1883.

- Докучаев В. В. К учению о зонах природы. СПб., 1899.
- Дорст Ж. До того как умрет природа. Пер. с франц. Изд. «Прогресс», М., 1968.
- Дохман Г. И. Лесостепь Европейской части СССР. Изд. «Наука», М., 1968.
- Еленевский Р. А. Горные луга Евразии как ландшафтно-географическое явление. «Землеведение», сб. МОИП, М., 1940.
- Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. Изд. «Мысль», М., 1970.
- Коржинский С. И. Предварительный отчет о почвенных и геоботанических исследованиях. Тр. общ-ва естествоисп. Казанского унив., в. 6, 1887.
- Краснов А. Н. Травяные степи северного полушария. Тр. Геогр. отд. МОИП, в. 1, М., 1894.
- Ливеровский Ю. А. Почвы равнин Камчатского полуострова. Изд. АН СССР, М., 1959.
- Менниджер Э. Причудливые деревья. Пер. с англ. Изд. «Мир», М., 1970.
- Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Изд. «Наука», Л., 1968.
- Плотникова Т. А., Пономарева В. В. Упрощенный вариант метода определения оптической плотности гумусовых веществ. «Почвоведение», № 7, 1967.
- Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса (Биохимические аспекты). Изд-во «Наука», М.—Л., 1964.
- Пономарева В. В. Биогеохимическое значение леса. Изв. АН СССР, серия географическая, № 5, 1966.
- Пономарева В. В. Рецензия на книгу Г. И. Дохман «Лесостепь европейской части СССР». Ботанический журнал, № 4, 1970.
- Пономарева В. В. Лес как эволюционноустойчивый тип растительности. Ботанический журнал, № 11, 1970.
- Пономарева В. В. Некоторые особенности почвообразования на о. Сахалин и вопросы экологии луговых трав. «Почвоведение», № 10, 1971.
- Пономарева В. В., Рожнова Т. А., Сотникова Н. С. Современные процессы миграции-аккумуляции элементов в подзолистых почвах. Сб. «Почвы Карелии и их плодородие», Петрозаводск, 1971.
- Пьявченко Н. И. Лесное болотоведение. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Ричардс П. Тропический дождевой лес. Пер. с англ. Изд-во «ИЛ», М., 1961.
- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд. АН СССР, М., 1937.
- Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и круговорот элементов в различных типах растительности. Изд. «Наука», М.—Л., 1965.
- Семенова-Тян-Шанская А. М. Динамика степной растительности. Изд-во «Наука», М.—Л., 1966.
- Серебряков И. Г. Экологическая морфология растений. Изд-во «Высшая школа», М., 1962.
- Сотникова Н. С. Сезонная динамика состава лизиметрических вод в подзолистых почвах. «Почвоведение», № 10, 1970.
- Тахтаджян А. Л. Происхождение покрытосеменных растений. М., 1954.
- Толмачев А. И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1954.
- Шенников А. П. Луговедение. Изд. Ленингр. унив., Л., 1941.
- Ропошарева V. V., Rozhnova T. A., Sotnikova N. S. Lissimetric observations on the leaching of elements in podzolic soils. Tr. 9 th Int. Congr. of Soil Science. Australia, 1968.

## К ИЗУЧЕНИЮ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ НА ВОСТОКЕ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Генезис и свойства подзолистых почв на центральной территории лесной зоны европейской части СССР в настоящее время достаточно подробно изучены. Наиболее полное освещение они получили в работе А. А. Завалишина и В. П. Фирсовой (1960) на примере сравнительного анализа почв на покровных суглинках в условиях различных биоклиматических подзон. Почвы более восточных районов охарактеризованы в этом отношении гораздо слабее. Существующие региональные исследования по данным районам (Долотов, 1963; Калинин, 1969; Тюлин, 1969 и др.) посвящены большей частью вопросам агрохимической характеристики и окультуриванию целинных почв.

Согласно обзорным работам по европейской части лесной зоны (Уфимцева, 1955, Почвенно-географическое районирование СССР, 1962), главными провинциальными отличиями почв восточных территорий считаются повышенная гумусность и уменьшение степени оподзоленности профиля, что объясняется в значительной мере условиями более континентального климата, а также влиянием на биологический круговорот сравнительно близко залегающих к поверхности коренных пермских пород. С другой стороны, по мнению Завалишина (1960) в пределах таежных широт европейского севера вообще не требуется выделение восточной меридиональной области, т. к. в почвенном отношении они представляют однообразный характер от центра до Урала. Вопрос этот остается неясным ввиду недостатка фактических материалов.

Настоящая работа, выполненная на основании одного маршрутного исследования, представляет попытку сравнительного изучения в этих условиях некоторых сторон проявления подзолообразовательного процесса и частичного сопоставления их с данными для других более западных областей.

Территория Кировской области и северной части Удмуртской АССР, где проводились наши исследования, входит в восточную часть Русской равнины, непосредственно прилегающую к ее центру. Главные природные особенности восточных территорий, по сравнению с более западными, проявляются, как известно, в парастающей континентальности климата и в

изменении состава растительности, выражающемся в смене коренных еловых лесов пихтово-еловыми и в появлении на юге значительной примеси широколиственных пород (липы, вяза, клена, ильма). Отличаясь по этим условиям от центральных районов Русской равнины, они в то же время имеют с ними сходство по истории формирования своей поверхности. Их объединяет, отчасти, геологическое строение (наличие коренных пермских и третичных пород), но главным образом характер господствующих почвообразующих наносов — покровных суглинков, широкой полосой протягивающихся от центра Русской равнины на восток (Чижиков, 1960, Уфимцева, 1955).

По литературным данным общими диагностическими признаками этих отложений являются: высокое содержание фракций крупной пыли и ила и относительное богатство полутонкими окислами при господстве в валовом составе кремнезема. Согласно исследованиям А. А. Завалишина (1960), накопление кварцевой пыли в подзолистом горизонте почв на таких породах в Вологодской области обуславливает в них ряд отрицательных физических свойств и слабое закрепление в профиле гумуса.

Таблица 1

Механический состав покровных суглинков

№ разреза	Местоположение	Глубина (см)	Потеря от обработки HCl (%)	% содержания фракций (м.м)						
				1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	< 0,01
188 *	Вологодская обл. Кирилловский район . . . . .	113—118	5,61	2,49	7,82	40,66	7,14	9,32	24,96	41,42
34 *	Вологодская обл. Кировская обл. Лальский район . . . . .	145—150	9,02	3,95	5,12	38,72	7,93	10,45	22,81	41,19
1193	Кировская обл. Кировская обл. Левобережье Чепцы . . . . .	125—133	6,01	0,05	2,17	45,60	5,24	8,33	32,60	46,17
1167	Кировская обл. Чепцы . . . . .	120—130	7,53	0,08	2,82	41,94	1,99	8,61	37,03	47,63
1123	Удмуртская АССР Ижевск . . . . .	150—160	7,10	0,22	0,34	42,89	4,46	8,81	36,18	49,45

\* Данные А. А. Завалишина и В. П. Фирсовой (1960).

Сравнение аналитических данных покровных суглинков из разрезов, исследованных нами, и из Вологодской области (табл. 1, 2) показывает, что почвообразующие породы на востоке имеют значительно более тяжелый глинистый состав и относительно богаче основаниями и окислами алюминия и железа. Накопление железа в этих условиях придает более интенсивную красно-бурю окраску почвенным горизонтам. От-

Валовой химический состав покровных суглинков

№ раз- реза	Местоположение	Глубина (см)	В % на прокаленную массу							
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O
188 *	Вологодская обл.	113—118	73,79	13,32	5,23	0,02	0,26	1,46	1,47	1,87
1193	Кировская обл.	125—133	73,85	14,42	6,10	0,09	0,07	1,75	1,67	1,95
1123	Удмуртская АССР	150—160	70,00	14,85	6,28	0,10	0,13	2,49	1,97	1,80

\* Данные А. А. Завалишина и В. П. Фирсовой (1960).

меченные особенности условий почвообразования на востоке лесной зоны позволяют, таким образом, ожидать некоторых отличий и в свойствах почв.

Согласно почвенно-картографическим материалам (Шеклеин, 1960, Почвенная карта европейской части СССР, 1947) описываемая территория расположена главным образом в подзоне дерново-подзолистых почв. Но южная окраина ее лежит уже в пограничной полосе с лесостепной зоной, а самые северные участки Кировской области заходят в область распространения средне-таежных типичных подзолистых почв. Переходы между подтипами и видами подзолистых почв на покровных суглинках местами сильно растянуты или прерывисты и осложняются разновидностями почв трансформированными вырубками, следами прошлого освоения, а также явлениями эрозий. В более южных широтах, наряду с типично дерново-подзолистыми почвами, выделяются островные участки серых лесных почв.

Наши полевые исследования были проведены совместно с В. А. Долотовым по маршруту, пересекавшему с северо-северо-запада на юго-юго-восток территорию Кировской области и северную часть Удмуртской АССР.

По линии маршрута были выбраны и описаны типичные профили целинных подзолистых почв и в ряде случаев их окультуренные аналоги\*. Все разрезы закладывались на пологих водораздельных участках, сложенных довольно мощной толщей покровных суглинков, выщелоченных от карбонатов на глубину более 2 м.

По условиям формирования и морфологическим признакам выделены следующие основные группы почв: 1) типичные, преимущественно сильноподзолистые, под еловыми средне-таежными лесами на северо-западе Кировской области; 2) поверхностно-оглеенные средне-подзолистые под елово-пихто-

\* Исследование окультуренных почв Кировской области проведено В. А. Долотовым (1963).

выми моховыми лесами на Верхне-Вятской возвышенности; 3) дерново-средне- и сильноподзолистые под елово-пихтовыми с примесью березы мохово-травянистыми лесами в центральной и южной части Кировской области; 4) дерново-слабоподзолистые под елово-пихтовыми и хвойно-широколиственными лесами на юге Кировской обл. и в северной части Удмуртской АССР.

Полевые описания позволяют отметить некоторые общие особенности морфологического строения почв.

1. Все они характеризуются довольно глубокой оподзоленностью профиля (в среднем до глубины от 35 до 50 см). Среди них наименьшей мощностью элювиальной толщи отличаются северные типичные подзолистые почвы, что соответствует характеру более поверхностного распространения корневых систем таежных хвойных лесов.

2. В дерново-подзолистых почвах в направлении к более южным широтам увеличивается растянутость почвенного профиля за счет возрастания мощности, главным образом переходного оподзоленного ( $A_2B$ ), и иллювиальных горизонтов ( $B_1, B_2$ ).

3. В дерново-слабоподзолистых почвах под хвойно-широколиственными лесами, наряду с проявлением подзолистого процесса, наблюдаются некоторые признаки лесостепного почвообразования, обусловленные положением этих почв на границе с зоной лесостепи.

Нами рассматриваются три характерные разновидности почв из разных подзон. Приводим их краткое морфологическое описание.

Разрез 1193. Почва типичная подзолистая средне-таежная. Профиль заложен в северном Лальском районе Кировской области на пологой водораздельной поверхности правого берега р. Лузы. Абсолютная высота местности — 160 м. Почва развита под еловым лесом чернично-зеленомошным с участием политрихума. В редком подлеске — ель, ольха.

$A_0$  0—4 см — грубогумусная, сверху сильно оторфованная подстилка, с обильным опадом хвои.

$A_1A_2$  4—10 см — содержит грубый гумус, пылевато-суглинистый, связанный с подстилкой массы живых корней.

$A_2$  10—25 см — белесый сильно пылеватый суглинок, слоистого сложения с единичными расплывчатыми палевыми пятнами, уплотнен, резко граничит с нижним горизонтом.

$A_2B$  25—40 см — буровато-коричневый, суглинистый с тонкими оподзоленными языками и железистыми выделениями.

$B_1$  45—80 см — коричневый плотный, глинистый, призматической структуры. На гранях отдельностей видны красновато-бурые выделения железа.

$B_2$  80—100 см — коричнево-бурый тяжелый суглинок, слабо оструктуренный.

BC 100—140 см — более светлого тона покровный суглинок, неясной призматической структуры.

Разрез 1156. Дерново-среднеподзолистая почва из южно-таежной подзоны. Разрез находится в центральном районе Кировской области на левобережье р. Чепцы. Абсолютная высота местности 180 м.

Молодой елово-пихтовый лес с участием березы, развит на месте коренного. В мохово-кисличном покрове небольшая примесь лесного разнотравья:

A<sub>0</sub>A<sub>1</sub> 0—4 см — травянисто-моховая подстилка переходит в темную землистую прослойку, переплетенную корнями.

A<sub>1</sub> 4—15 см — коричневато-серый, прокрашен гумусом, пылевато-суглинистый, с большим количеством корней, слабой комковатой структуры.

A<sub>2</sub> 15—30 см — светло-серый, местами белесый, с ржавыми выделениями гидроокиси железа. Пылеватый суглинок, плотный, тонкого листоватого сложения.

A<sub>2</sub>B 30—49 см — непрочной комковато-призматической структуры суглинок, с пылеватыми оподзоленными пятнами и языками, неравномерно окрашен.

B<sub>1</sub> 49—70 см — плотный тяжело-суглинистый, коричневый с красным оттенком, призматического сложения. По вертикальным трещинам проходят тонкие корни.

B<sub>2</sub> 70—120 см — более светлого тона тот же суглинок, менее плотного сложения.

C 120—150 см — красновато-бурый покровный суглинок, слабо оструктурен.

Разрез 1123. Заложен на территории Удмуртской АССР, в 10 км к северу от Ижевска. Абсолютная высота местности 185 м. Пологая возвышенность слабо расчленена лощинами и покрыта елово-пихтовым лесом с участием липы в первом ярусе. Во втором ярусе — вяз, ильм, липа. Наземный кисличный покров обогащен широколиственным. Почва дерново-слабоподзолистая.

A<sub>0</sub> 0—3 см — рыхлая листовенно-травянистая подстилка, перегнойного характера.

A<sub>1</sub> 3—18 см — серый, с бурым оттенком пылеватый суглинок, комковато-ореховый, довольно рыхлый, от массы крупных и мелких корней.

A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> 18—30 см — более светлый, неравномерно прокрашен гумусом, комковато-ореховой структуры. Содержит много корней.

A<sub>2</sub>B 30—55 см — суглинистый бурый, с более гумусированными участками и полевыми языками, крупной ореховато-призматической структуры. Выделяются мелкие железистые новообразования. Много тонких сильно ветвящихся корней.

B<sub>1</sub> 55—85 см — красно-бурый, тяжело-суглинистый, мелкой призматической структуры, с единичными темными затеками



на структурных отдельностях. Отдельные корни проникают на всю глубину горизонта по вертикальным и ветвящимся трещинам.

$B_2$  85—120 см — буровато-коричневый с красным оттенком суглинок слабой призматической структуры, с единичными бурыми пятнами и тонкими примазками по ходам корней.

BC 120—160 см — однородного сложения красновато-бурый суглинок содержит единичные тонкие корни.

Ниже приводятся аналитические материалы. Данные механического состава (табл. 3) свидетельствуют о значительной однородности покровного суглинка, на котором сформировались все три почвы, и высоком содержании в нем частиц ила и крупной пыли. Дифференциация мелких фракций в почвенном профиле отражает развитие типичного подзолообразования с распадом коллоидов в верхних горизонтах и с оглиниванием горизонта В. Но количественное выражение этих показателей различно, что наглядно представлено в графиках с распределением илистой фракции по профилю почв (рис. 1, А).

Как видно, разрушение тонких фракций наиболее резко проявляется в средне-таежной подзолистой почве (разрез 1193) и сосредоточено в самом верхнем (собственно-подзолистом) горизонте. В наименьшей степени процесс разрушения выражен в слабо-оподзоленной почве хвойно-широколиственного леса (разрез 1123). В разрезах дерново-подзолистых почв (разрезы 1156, 1123) кривые выноса приобретают более плавный и глубокий ход без резкого перегиба на границе с иллювиальной толщей; в гумусовых же горизонтах, при этом, имеет место относительное увеличение содержания илстых частиц.

Накопление ила в иллювиальном горизонте всех почв отчетливо выражено по отношению к верхней элювиальной части, но по сравнению с почвообразующей породой величина его в общем незначительна и говорит об относительно слабом оглинивании почвенного профиля. Более четкий иллювиальный характер кривая ила приобретает в профиле разреза 1123.

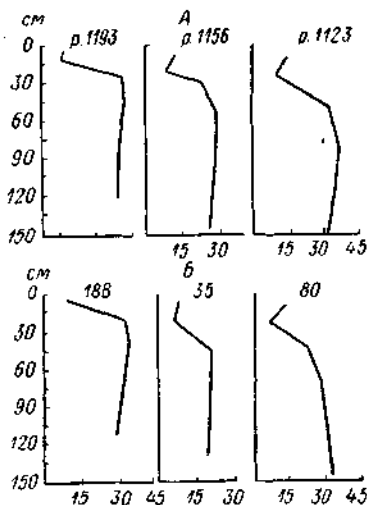


Рис. 1. Распределение илистой фракции по профилю почв.

А — Кировская обл., разрезы 1193, 1156; Удмуртская АССР, разрез 1123; Б — Вологодская обл., разрезы 188 и 35 (Завалишин и Фирсова, 1960); Московская обл., разрез 80 (Завалишин и Фирсова, 1960).

Для сравнения с нашими разрезами на рис. 1, Б приведены графики распределения илистой фракции в подзолистых почвах на покровном суглинке из центральной части лесной зоны, расположенных в пределах аналогичных подзон. Сопоставление кривых показывает почти полное сходство степени выноса — накопления ила в почвах средне-таежных широт (разрезы 1193 и 188). В южных подзонах восточные варианты дерново-подзолистых почв начинают отличаться от более западных уменьшением степени разрушения коллоидных фракций и более заметным накоплением ила в иллювиальной части профиля и в горизонте  $A_1$ . Различия эти достигают наибольшей выразительности в подзоне хвойно-широколиственных лесов (разрезы 1123 и 80).

Таблица 3

Механический состав почв \*

№ разреза	Горизонт	Глубина (см)	% содержания фракций (мм)						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	> 0,001	< 0,01
1193	$A_1A_2$	5—11	0,84	23,67	43,91	8,27	10,10	10,06	28,43
	$A_2$	15—25	0,37	16,53	54,53	8,77	9,81	8,09	26,67
	$A_2B$	30—40	0,04	8,81	40,79	4,55	7,01	35,50	47,06
	$B_1$	60—70	0,06	9,10	39,93	4,78	5,84	36,94	47,56
	$B_2$	90—100	0,06	4,88	42,17	6,06	7,42	33,41	46,89
	$BC$	130—140	0,05	5,17	42,16	4,24	8,38	32,60	45,22
1156	$A_1$	6—15	0,48	26,10	44,60	7,25	7,00	13,30	27,25
	$A_2$	20—28	0,67	23,80	45,60	8,80	6,55	8,95	24,30
	$A_2B$	40—50	0,17	17,62	45,90	7,50	4,40	22,80	34,70
	$B_1$	55—65	0,04	12,80	42,00	6,80	4,80	29,80	39,40
	$B_2$	90—100	0,10	10,86	40,85	4,10	5,80	29,40	39,30
	$C$	140—150	0,20	8,10	40,10	4,90	6,50	25,00	36,40
1123	$A_1$	5—15	0,51	11,72	42,36	9,73	15,63	15,50	40,88
	$A_1A_2$	22—32	0,40	20,45	42,10	10,25	12,33	11,52	34,10
	$A_2B$	40—50	0,10	13,24	42,47	8,13	11,75	20,16	40,04
	$B_1$	65—75	0,15	10,24	36,49	5,83	11,46	31,05	48,34
	$B_2$	100—110	0,10	4,34	38,06	6,51	9,48	35,17	50,16
	$BC$	140—150	0,08	2,34	42,82	4,46	9,81	30,18	45,45

\* Анализы выполнены М. И. Ереминой.

Результаты определения гумуса (табл. 4) показывают следующее. Накопление его в типичных подзолистых почвах (разрез 1193) имеет исключительно поверхностный характер и сконцентрировано, главным образом в подстилке, в форме грубого органического вещества. Резкое течение запасов гумуса на границе с горизонтом  $A_2$  отражает картину распространения в этих условиях главной массы корней растительности.

## Общие химические свойства почв

№ разреза	Горизонт	Глубина (см)	Гумус (%)	рН		Гидролитическая кислотность	Обменная кислотность		Обменные основания		Сумма обменных катионов
				водный	солевой		Н <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	
1193	A <sub>0</sub>	0-4	75,67 *	4,82	3,88	81,42	0,86	3,04	28,54	3,26	35,70
	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	5-10	15,06 *	4,73	3,68	13,80	0,13	3,99	2,63	1,08	7,83
	A <sub>2</sub>	15-25	0,57	5,35	4,12	6,11	0,03	2,32	2,70	0,58	5,63
	A <sub>2</sub> B	30-40	0,32	5,10	3,75	10,15	0,57	4,36	11,60	6,39	22,92
	B <sub>1</sub>	60-70	0,20	5,20	3,80	7,64	0,19	2,58	13,26	7,32	23,35
	B <sub>2</sub>	90-100	Не определено	5,55	3,96	Не определено	Не определено		Не определено		
1156	BC	130-140	.	5,74	4,06	3,87	0,09	0,53	15,11	8,51	24,24
	A <sub>0</sub>	0-3	52,1 *	5,80	4,90	26,30	0,67	2,81	30,80	10,60	57,68
	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	3-6	10,02	5,40	4,40	9,31	0,34	0,34	16,74	3,25	20,67
	A <sub>1</sub>	6-15	3,70	5,70	4,30	5,30	0,09	2,20	7,40	2,34	11,93
	A <sub>2</sub>	20-28	1,20	6,10	4,50	2,60	0,06	1,52	6,40	1,80	9,78
	A <sub>2</sub> B	40-50	0,60	6,10	4,30	4,14	0,12	2,19	11,40	2,20	15,91
	B <sub>1</sub>	55-65	0,44	6,20	4,30	4,52	0,12	2,14	15,60	9,00	26,80
	B <sub>2</sub>	90-100	0,20	6,50	4,40	3,60	0,14	1,16	Не определено	Не определено	
	C	140-150	Не определено	6,80	5,40	Не определено	0,02	0,04	17,90	10,20	28,16
	1123	A <sub>0</sub>	0-3	37,00 *	5,90	5,20	25,0	0,60	1,27	28,49	7,49
A <sub>1</sub>		5-15	4,01	5,45	4,40	8,60	0,07	1,65	16,33	3,27	20,32
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>		22-32	1,80	5,60	4,50	5,80	0,04	1,01	8,70	2,00	12,75
A <sub>2</sub> B		40-55	1,05	5,40	4,14	5,83	0,06	1,40	10,52	3,10	15,08
B <sub>1</sub>		65-75	0,44	5,40	4,12	5,30	0,10	1,33	15,61	5,75	22,79
B <sub>2</sub>		100-110	0,30	5,67	4,28	5,00	0,07	1,03	19,10	6,34	26,54
BC		140-150	0,10	5,75	4,50	3,21	0,08	0,18	21,38	5,41	27,05

\* Потеря от прокалывания. Анализы выполнены Т. Б. Касаткиной и М. И. Ереминой.

Для южно-таежных дерново-подзолистых почв (разрез 1156) характерно сравнительно высокое содержание гумуса в горизонте A<sub>1</sub> и менее резкое падение его с глубиной. Приведенные данные соответствуют имеющимся материалам для дерново-подзолистых почв восточной провинции (Уфимцева, 1955; Долотов, 1963; Тюлин, 1969) и подтверждают представление об их повышенной гумусности по сравнению с почвами центральных областей (Завалишин и Фирсова, 1960).

Более глубокий и плавный гумусовый профиль формируется в дерново-слабоподзолистых почвах под пологом хвойно-широколиственных лесов. В изученном нами разрезе (1123) количество органического вещества в верхнем горизонте не

намного больше, чем в южно-таежных вариантах дерново-подзолистых почв, но общая мощность почвенной толщи с содержанием гумуса  $>1\%$  составляет здесь почти 0,5 м, характеризуя, таким образом, горизонт активной биогенной аккумуляции, совпадающий в своих границах с зоной основного распространения корневых систем (см. морфологическое описание разреза 1123).

По распределению в профиле органического вещества такие слабоподзолистые почвы сближаются с серыми лесными почвами данной провинции, но значительно уступают им по запасам гумуса в горизонте  $A_1$  (Рубилин и Долотов, 1970).

Показатели рН обменной и гидролитической кислотности (табл. 4) свидетельствуют, что все исследованные почвы относятся к разряду кислых с наиболее низкими значениями рН в элювиальной части профиля. Гумусовые горизонты дерново-подзолистых почв имеют реакцию с тенденцией к подщелачиванию. Обменная кислотность, обусловленная преимущественно алюминием, имеет типичное для подзолообразования распределение по профилю с минимальными значениями в горизонте  $A_2$  и с увеличением в поверхностном и в переходном — оподзоленном горизонте на границе с иллювиальным. По резким колебаниям величин обменного алюминия, а также по общей повышенной кислотности типичная подзолистая почва среднетаежных широт имеет четкие генетические отличия от дерново-подзолистых почв. Проявление указанных признаков является прямым следствием развития почвообразования в условиях сильного дефицита оснований в растительном опаде таежного леса, его замедленной минерализации и активного воздействия неусередненных органических кислот.

Обменные основания во всех разрезах представлены в основном кальцием (табл. 4). Содержание их в нижних горизонтах колеблется от 23 до 27 мг-экв и характеризует в общем значительную емкость поглощения почвообразующих пород. В профиле почв выражается общая картина биогенного накопления оснований, ограниченного, в основном, подстилкой, и вынос их из почвенной толщи с максимальным проявлением в оподзоленных горизонтах. Абсолютное содержание оснований в каждой почве довольно сильно варьирует, что видно из приведенных профильных кривых (рис. 2, А). Зоны выноса хорошо отражают различную степень и глубину выщелачивания почв. В разрезе 1193 зона максимального выноса оснований проявляется наиболее резко, находится близко от поверхности и совпадает с горизонтом интенсивного разрушения ила, почти не затрагивая переходный горизонт  $A_2B$ . Этим еще раз подчеркивается сравнительно неглубокое, но сильное оподзоливание профиля в условиях средне-таежных широт.

Для дерново-подзолистых почв типичным является относительное накопление обменного кальция в гумусовом горизонте

и уменьшение общей степени выноса оснований, но с расширением зоны максимального выщелачивания на всю глубину оподзоленной части профиля. Наименьшая величина выноса оснований свойственна почве хвойно-широколиственного леса, для которой характерны также сохранение довольно значительной емкости поглощения и наличие других признаков, свидетельствующих о сравнительно слабой степени ее оподзоленности. Кривые распределения обменных оснований в почвах центральных районов лесной зоны (рис. 2, Б) показывают сходство среднетаежных типично-подзолистых профилей почв и по этому признаку. В условиях южной тайги и особенно в подзоне хвойно-широколиственных лесов, дерново-подзолистые почвы на востоке по сравнению с более западными вариантами характеризуются ослаблением степени выноса обменных оснований и относительно большим накоплением их в верхних (гумусовых) горизонтах, что находится в соответствии с количественным распределением илестой фракции и гумуса в профилях почв.

В дополнение характеристики наших почв остановимся на некоторых чертах их микростроения и рассмотрим в них, главным образом, микроформы гумуса, подвижных соединений железа и глины.

В типичной подзолистой почве горизонт  $A_2$  сильно обеднен илом и содержит много участков с «отмытыми» пылевато-песчаными фракциями кварца. Органическое вещество диспергировано, неравномерно распределено, местами образует слабые скопления с гидроокислами железа. Большую часть его представляют обугленные кусочки растительных тканей (рис. 3, а). Микроортштейны — единичны, формы их рыхлы, с явлениями частичного растворения. Облик горизонта в целом иллюстрирует стадию интенсивного подзолообразования и преимущественного выноса органико-минеральных веществ.

В горизонте  $A_2B$  количество грубозернистых участков сокращается. В буром пылевато-глинистом материале видны

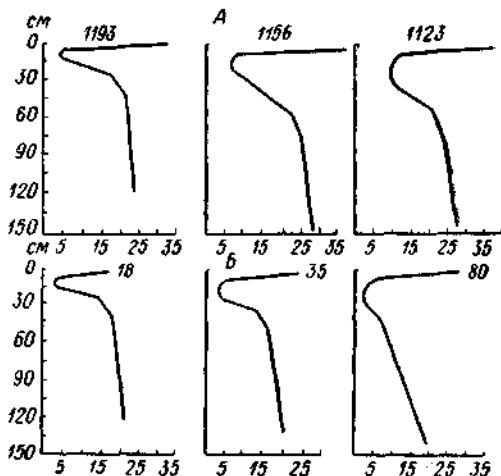


Рис. 2. Распределение обменных оснований по профилю почв.

А — Кировская обл., разрезы 1193, 1156; Удмуртская АССР, разрез 1123; Б — Вологодская обл., разрезы 18, 35 (Завалишин и Фирсова, 1960); Московская обл., разрез 80 (Завалишин и Фирсова, 1960).

тонкие пленки оптически ориентированной глины вдоль отдельных трещин и пор. Появляется больше микроортштейнов (с примесью в них гумуса) и мелкие железистые конкреции

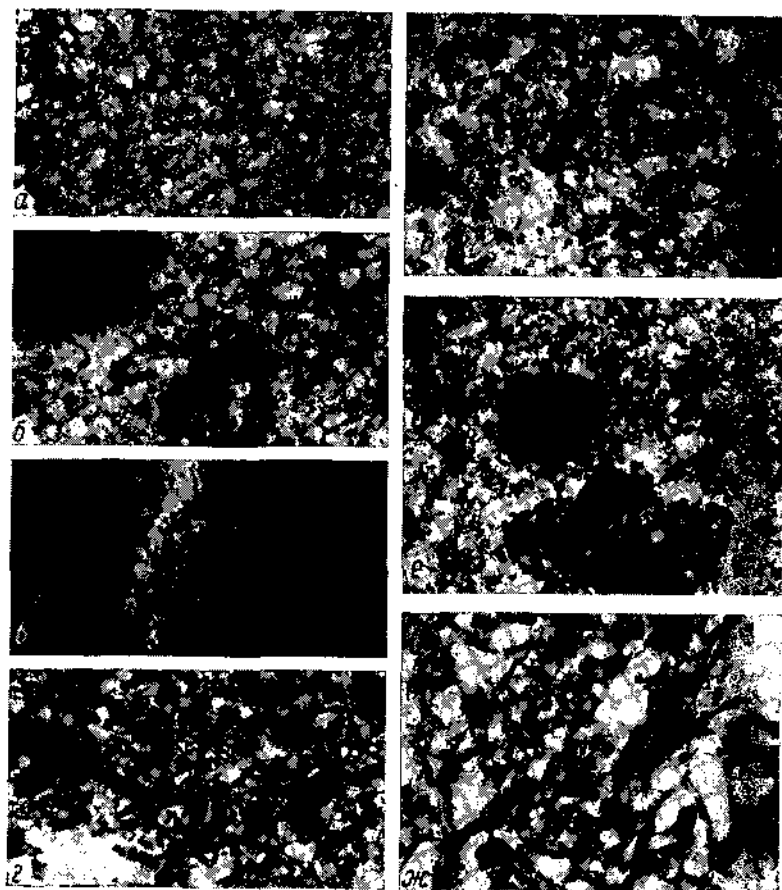


Рис. 3. Микроморфология почв разрезов 1193 и 1156.

Типичная подзолистая почва (разрез 1193): а — диспергированный гумус и мелкие обугленные частицы на фоне минерального скелета, горизонт  $A_2$  ( $3,5 \times 12$ ); б — микроортштейны и элювиальный микроучасток в горизонте  $A_2B$  ( $3,5 \times 12$ ); в — ожелезненные колонии микроорганизмов в поре микроортштейна ( $60 \times 12$ ); г — растущие железистые конкреции и глинистые затеки в микрозоне волосных пор, горизонт  $B_1$  ( $3,5 \times 12$ ). Дерново-подзолистая почва (разрез 1156): д — слабо-агрегированный гумусовый горизонт  $A_1$  ( $3,5 \times 12$ ); е — микроортштейны, неравномерное распределение гумуса и минеральной массы в горизонте  $A_2$  ( $3,5 \times 12$ ); ж — мелкие глинисто-железистые стяжения и затеки среди минеральных зерен и вдоль пор, горизонт  $B_1$  ( $3,5 \times 12$ ).

(рис. 3, б). Биогенная природа этих новообразований очевидна. При больших увеличениях ( $12 \times 60$ ) в краевых зонах их повсеместно обнаруживаются структуры микробных колоний (рис. 3, в).

В иллювиальной части профиля красновато-бурая от гидрокислов железа глинистая плазма агрегирована и разделяется сетью тонких трещин, округлых пустот и волосных ветвящихся пор. На этом фоне видны местные подвижки и струйчатые ориентации илистых частиц, а в округлых пустотах — скопления колломорфного глинистого вещества (рис. 3, з). Крупные затеки иллювирующей глины отсутствуют, что свидетельствует о слабом аллохтонном оглинивании профиля (табл. 3).

Верхний иллювиальный горизонт ( $B_1$ ) является зоной преобладающей аккумуляции соединений железа. Они выделяются в виде мелких растущих или частично растворяющихся конкреций и в стяжениях с тонким глинистым материалом (рис. 3, з). Скопления их приурочены к микроучасткам с обилием тонких пор и поступления по ним железистых растворов. Мобилизация и перераспределение гидрокислов железа (и глины) происходит, по-видимому, также и в процессе выветривания на месте, на что указывают осветленные поверхности отдельных компонентов глинистой массы и изменения окраски первичных минералов (полевых шпатов, слюды, хлорита). С глубиной процесс ожелезнения затухает.

Таким образом, в микроморфологии типичной подзолистой почвы, резко выражены зоны качественно различных процессов: зона интенсивного разрушения и выноса органо-минеральных соединений (горизонт  $A_2$ ) и зона преимущественного накопления выносимых продуктов разрушения и глинисто-железистых новообразований, возникающих на месте (горизонт  $B_1$ ). Относительно слабо проявляются признаки перемещения и накопления по профилю неразрушенного глинистого вещества.

В профиле дерново-подзолистой почвы южной тайги (разрез 1156) отмечается сравнительно активная минерализация растительных остатков в почвенной массе. В горизонте  $A_1$  (рис. 3, д) гумус, кроме дисперсных форм, образует рыхлые бурые агрегаты первого порядка. Судя по охристому оттенку органического вещества (в отраженном свете) осаждение его происходит с гидрокислами железа. В заметном количестве фиксируются довольно крупные гумусово-железистые конкреции (микроортштейны). Глинистое вещество распределяется равномерно, местами прокрашено железом и имеет чешуйчатую ориентацию.

Подзолистый горизонт, по сравнению с аналогичным горизонтом первого разреза, в меньшей степени обеднен илом и содержит больше светлого фульватного гумуса и железистых новообразований. Признаки текущего подзолообразования в горизонте  $A_2B$  проявляются в развитии элювиальных микроучастков, неравномерном распределении ила, гумуса и внутрипочвенной мобилизации железа. Больше чем в предыдущей почве выделяются микроортштейны, формирующиеся в условиях более крупнопористой почвенной массы. Их количество

и относительная компактность форм увеличиваются на контакте с горизонтом В<sub>1</sub> (рис. 3, е).

С глубиной очертания железистых выделений становятся более разнообразными и свидетельствуют о различной степени их устойчивости. Часть гидроокислов железа закрепляется в мелких стяжениях совместно с ориентированным глинистым веществом (рис. 3, ж).

В иллювиальной части профиля заметно накапливается колломорфная поляризующая глина. Она окаймляет или заполняет отдельные трещины и поры и окрашена в красноватые тона за счет повышенного содержания железа. Крупные натечные образования ее отсутствуют так же, как и в типичной подзолистой почве.

В целом описанная почва, по сравнению с предыдущей, характеризуется менее резким переходом между зонами выноса и накопления продуктов почвообразования и частичным совмещением этих зон (горизонт А<sub>2</sub>В), более заметным и более поверхностным накоплением в профиле сравнительно устойчивых (компактных) железистых новообразований, накоплением слабоагрегированного гумуса и органо-железистых соединений в горизонте А<sub>1</sub>.

В микростроении дерново-подзолистой почвы хвойно-широколиственного леса (разрез 1123) отражаются следующие особенности почвообразования.

Масса перегнойно-аккумулятивного горизонта заметно агрегирована, пориста, прокрашена темным и светлым гумусом, образующим агрегаты первого порядка различной плотности, с включениями минерализующихся растительных остатков (рис. 4, а). Но имеются также и распыленные формы органического вещества. Коагуляция более темного гумуса происходит совместно с глиной, благодаря биогенному кальцию, поступающему из богатого растительного опада и более нейтральной реакции среды (табл. 4). Однако значительную роль в осаждении органического вещества по-прежнему играет железо. Все более рыхлые гумусовые агрегаты в отраженном свете имеют охристо-бурую окраску. С глубиной весь гумус становится заметно подвижным и неравномерно распределяется в почвенной массе.

Аккумуляция железа проявляется во всем профиле. В гумусовом горизонте выделяются темнобурые плотные микроортштейны, обогащенные органическим веществом (рис. 4, а). В оподзоленных горизонтах (А<sub>1</sub>А<sub>2</sub>, А<sub>2</sub>В) их особенно много, они четко оконтурены и содержат различное количество органического вещества. Ниже ортштейны становятся менее компактными; появляются многочисленные стяжения ориентированной глины и железа (рис. 4, г) характерные для микроагрегированных участков с обилием тонких пор (подробно описанным в разрезе 1193). Элювиальный процесс выражен сла-



бес, чем в первых двух разрезах. В средней части профиля обедненные гумусом и илом осветленные участки занимают значительно меньшую площадь чем темно-бурый глинистый материал, последний неравномерно прокрашен гидроокисью железа (рис. 4, б). В иллювиальном горизонте по отдельным порам наблюдаются довольно обильные скопления потечной кол-

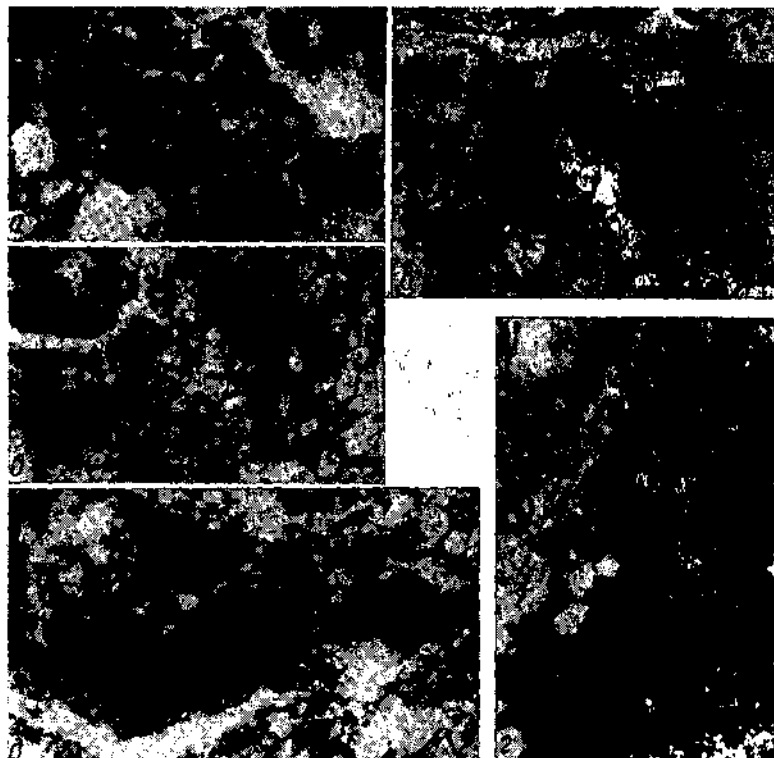


Рис. 4. Микроморфология дерново-слабоподзолистой почвы, разрез 1123.

а — агрегированный гумус, корни, компактные микроорштейны в горизонте  $A_1$  ( $3,5 \times 12$ ); б — оподзоленные и глинистые ожелезненные участки, горизонт  $A_{2B}$  ( $3,5 \times 12$ ); в — затеки коллоидной глины вдоль пор и микроорштейны, горизонт В ( $3,5 \times 12$ ); г — совместное осаждение ориентированной глины и железа, горизонт В ( $3,5 \times 12$ ); д — коллоидная глина и пептизированный гумус в поре ( $3,5 \times 12$ ).

ломорфной глины, сильно ожелезненной (рис. 4, в). Единичные глинистые затеки включают темный пептизированный гумус (рис. 4, д). Миграция его совместно с илистыми частицами, как известно, широко отражена в микроморфологии серых лесных почв (Парфенова и Ярилова, 1960, Рубилин и др., 1964, Счастлиная, 1967).

Из приведенного описания следует, что характерными чертами данной почвы является значительное накопление по профилю органического вещества, агрегированность гумуса и частичное образование органо-глиноземных агрегатов (горизонт А<sub>1</sub>), сравнительно слабая степень разрушения минеральной коллоидной части (при невысокой кислотности) в оподзоленных горизонтах, накопление во всем профиле относительно устойчивых форм подвижного железа и в нижней части — железисто-глинистых новообразований, заметное иллювинование колломорфной ожелезненной глины и признаки некоторого перемещения совместно с нею гумусовых веществ.

Таким образом, по микроморфологическим показателям, а также по ряду химических свойств описанный вид слабоподзолистой почвы заметно отличается от типичных вариантов дерново-подзолистых почв и, по-видимому, не имеет аналогов в условиях европейского центра лесной зоны. Сравнительно слабая оподзоленность профиля и повышенная мощность гумусонакопления являются в данном случае следствием определенной специфики природной обстановки на юго-востоке Русской равнины и отражают в наибольшей степени провинциальные черты почвообразования (Уфимцева, 1955).

Некоторые признаки этих почв, как мы видели, имеют сходство с признаками серых лесных почв, что однако не исключает их принадлежности к подзолистому типу. Существенными генетическими отличиями серых лесных слабооподзоленных почв восточной провинции являются значительно более высокие запасы органического вещества и большая степень насыщенности обменными основаниями (Рубилин и Долотов, 1970).

Не менее существенные различия имеются, по-видимому, и в составе органического вещества этих почв, о чем можно косвенно судить по микроморфологии гумуса в нашем разрезе. Микростроение его в перегнойно-аккумулятивном горизонте в общем недостаточно характерно для типичных серых лесных почв, в которых преобладают гумусовые микроагрегаты более сложного порядка (Парфенова и Ярилова, 1962).

## ВЫВОДЫ

1. На востоке европейской части лесной зоны (в пределах Кировской обл. и Удмуртской АССР) подзолистый процесс на покровных суглинках приобретает достаточно четкие различия в зависимости от местных условий географической среды.

2. В средне-таежных широтах подзолообразование проявляется в наиболее яркой и типичной форме. Почвы в этих условиях имеют обособленный с самой поверхности, резко выраженный подзолистый горизонт. По основным своим признакам они практически не отличаются от типичных сильно подзолистых почв европейского центра лесной зоны.

3. В более южных подзонах процессы оподзоливания и выщелачивания дерново-подзолистых почв распространяются в профиле на большую глубину, но одновременно сочетаются и отчасти компенсируются процессами образования и накопления вторичных почвенных продуктов. В направлении к югу, при этом, появляются и усиливаются черты провинциальности восточно-европейских почв, выражающиеся в повышении в них запасов гумуса и ослаблением степени оподзоленности.

В условиях подзоны хвойно-широколиственных лесов выделяются своеобразные дерново-слабоподзолистые, глубоко-гумусные почвы, с некоторыми признаками в них лесостепного почвообразования.

4. Общей характерной особенностью изученных почв является значительное накопление в них подвижных форм железа, закрепляющегося по профилю с гумусом и с глинистым веществом. Мобилизация и перераспределение железа и глины в иллювиальном горизонте происходит, по-видимому, в значительной степени в процессе выветривания почвообразующей породы.

### Литература

Долотов В. А. Изучение почвообразования в пахотных почвах на востоке Русской равнины. «Почвоведение», № 9, 1963.

Завалишин А. А., Фирсова В. П. К изучению генезиса почв подзолистого типа на покровных суглинках центральной части Русской равнины. Сб. ЦМЛ им. В. В. Докучаева, в. 3. Изд. АН СССР, 1960.

Калнина А. И. Почвенные условия Раменской селекционной станции. Тр. Кировского сельскохозяйственного ин-та, Киров, 1967.

Карякина В. И. Растительность. Сб. «Природа Кировской области», Киров, 1960.

Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Минералогические исследования в почвоведении. Изд. АН СССР, 1962.

Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. Изд-во «Наука», М.—Л., 1964.

Почвенно-географическое районирование СССР. АН СССР, 1962.

Почвенная карта европейской части СССР, 1947.

Рубилин Е. В., Долотов В. А. Генезис и география лесных почв европейской лесостепи СССР. Изд. ЛГУ, 1970.

Счастливая Л. С. Микроморфологические особенности серых лесных почв южной лесостепи. «Почвоведение», № 9, 1967.

Тюлин В. В., Россихина М. В. Почвы со вторым гумусовым горизонтом Гейдеко-Гильмезского водораздела. «Почвоведение», № 7, 1967.

Тюлин В. В. Изменение содержания количества гумуса, азота и состава гумусовых веществ в дерново-подзолистых почвах под влиянием длительного сельскохозяйственного освоения. Тр. Кировского сельскохозяйственного ин-та, Киров, 1969.

Уфимцева К. А. Материалы к районированию северной части дерново-подзолистой подзоны европейской территории СССР. Тр. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, т. 46. Изд. АН СССР, 1955.

Шеклеин С. Л. Схематическая почвенная карта Кировской области. Сб. «Природа Кировской области», Киров, 1960.

Чижиков П. Н. Карта материнских почвообразующих пород европейской части СССР. «Почвоведение», № 5, 1960.

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ДВУЧЛЕННОСТИ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Все чаще генезис верхних слоев ледниковых пород связывают не только с почвообразовательным процессом, но и с процессом породообразования. Не приходится сомневаться в том, что после отложения морены ледником происходила поверхностная обработка ее талыми ледниковыми водами, различными криогенными процессами и т. п. Более трудным является вопрос, насколько энергичной и повсеместной была эта обработка, какие отложения возникали под ее влиянием на территории отдельных ландшафтов. По этому вопросу высказано довольно много гипотез отечественными и зарубежными авторами.

Часть их говорит о первичной геологической неоднородности, возникающей при отложении наноса. Так, К. Д. Глинка (1902) считал, что можно выделить три типа наносов, покрывавших морену слоем разной мощности, во-первых, наносы, образующиеся в результате размыва морены талыми ледниковыми и послеледниковыми водами, во-вторых, продукты флювиогляциального накопления и, наконец, отложения озерных бассейнов и делювиальные наносы.

Я. Н. Афанасьев (1924) рассматривает ледниковые воды как систему грандиозных водных потоков, затопляющих обширные пространства. При этом разные гранулометрические группы пород размещались в соответствии с местной топографией.

Н. Е. Дик (1946), Н. Н. Соколов (1934), Э. В. Дашкевич (1960) придают большое значение в преобразовании морен Валдайской возвышенности и сопредельных территорий денудации ледниковыми потоками.

Во многих других исследованиях выдвигаются гипотезы о всеобщем вторичном преобразовании материалов ледникового происхождения процессами климатической денудации и выветривания в перигляциальных условиях.

О возможности послеледникового выветривания морены писали С. Никитин (1889) и Н. М. Сибирцев (1900), считавшие верхневалунные супеси и пески продуктами выветривания песчанистой валунной глины.

О значительном вторичном преобразовании ледниковых и послеледниковых отложений в связи с обезиливанием верхних слоев говорят И. П. Герасимов (1959), S. Müller (1965). По мнению Герасимова, в послеледниковое время наступила фаза энергичной декальцификации пород. По физико-химическим причинам она повлекла за собой некоторую диспергацию ила и создала возможность для вымывания его — декольматации. Все это привело к образованию двучленности пород в Центральной Европе.

Мюллер, изучая дифференциацию молодых почвенных образований на лёссовидных породах Германии, приходит к выводу, что неоднородность верхнего слоя породы возникает и в послеледниковых и в современных условиях. Она обусловлена резкими изменениями водно-воздушного и теплового режимов, происходящими примерно на глубине 40 см. Частые резкие перемены температуры, влажности и аэрации в верхней толще мощностью около 40 см ведут к расшатыванию и вымыванию из нее коллоидов. На большей глубине эти процессы выражены значительно слабее.

A. Kowalkowski и T. Staszewski (1965) считают, что исследованные ими почвы Польши образовались по меньшей мере из двух материнских пород с различным гранулометрическим составом, различными химическими и физическими свойствами. При этом двучленность в одних случаях возникла уже при отложении породы, в других же случаях она в основном связана со вторичными преобразованиями морены в перигляциальных условиях под влиянием климатической денудации.

В последние годы многочисленные исследования зарубежных авторов свидетельствуют об определенном расчленении профиля почв в послеледниковых условиях и о большом значении криоморфизма в образовании двучленных пород (I. Thiery, D. Laves, 1968; D. Laves, I. Thiery, 1970 и др.).

Таким образом, краткий обзор литературных данных свидетельствует о том, что двучленность почвообразующих пород может возникать как при первичном отложении породы, так и в процессе вторичного преобразования ее в перигляциальных условиях.

Можно предположить, что в первом случае возникнут отложения более разнообразные по степени и характеру неоднородности, чем в случае вторичного обезиливания и преобразования верхних слоев породы криогенными процессами.

Существуют различные методы определения степени и характера неоднородности ледниковых пород. Во многих работах выводы о неоднородности моренных материалов делаются по данным механического состава крупных фракций ( $>0,02$  мм) в отдельных горизонтах породы. Эти данные представляются в виде гранулометрических кривых (H. P. Blume und E. Schlichting, 1959; P. Kundler, 1959; H. E. Stremme, H. Bach,

1960). При этом считается, что фракции  $> 0,02$  мм лишь незначительно изменяются процессом выветривания и перемещение их в профиле под влиянием почвообразовательного процесса маловероятно.

Кроме того, для определения неоднородности пород ледникового происхождения Ковальковский и Сташевский (1965) и Кундлер (P. Kundler, 1959) предлагают отношения между отдельными фракциями в зернистости  $> 0,02$  мм. Для однородных моренных материалов эти отношения близки между собой, а осадки, генетически неоднородные, обнаруживают разные отношения.

Минералого-петрографические методы исследования однородности пород также основаны на изучении крупных фракций — валунных, галечниковых, песчаных. Е. В. Рухина (1961), Ковальковский и Сташевский свидетельствуют о том, что применение этих методов для исследования стратиграфии ледниковых морен не дает однозначных результатов. Ковальковский и Сташевский, анализируя литературные данные, приходят к выводу о противоречивости результатов определения отдельных стратиграфических слоев при помощи грубых обломков породы. Определенные различия в составе тяжелых минералов в отдельных слоях морены обнаружили А. Fiedler (1940), С. Г. Саркасян и К. И. Спасибухова (1944). В то же время Е. В. Рухина (1961) пишет о существовании одних и тех же ассоциаций минералов в двух слоях морены.

Другими индикаторами для выявления степени неоднородности пород являются форма зерна, степень его окатанности, матовости, изучаемые главным образом микроскопическими методами (A. Cailleux, 1931; A. Dylikowa, 1953).

Нужно отметить, что приведенные методы позаимствованы почвоведом у геологов, которые разработали и применяют их для целей стратиграфии ледниковых пород, прежде всего для разделения моренных отложений различных оледенений, стадий и асциляций и т. д.

Очевидно, эти методы четко выявят двучленность почвообразующих пород лишь в случае очень сильной их неоднородности — валунные пески на глинах и т. д., т. е. в тех случаях, когда выявление двучленности не требует сложных аналитических исследований, так как она четко видна морфологически и по данным механического анализа по Качинскому. Такую двучленность условно можно назвать «несомненной». Она, как правило, имеет первичное происхождение. Двучленность большей части ледниковых отложений — денудированной ледниковыми водами морены и морены, вторично преобразованной климатической денудацией, как правило, плохо видна морфологически. Процессы почвообразования и выветривания приводят к аналогичной дифференциации морены. Неоднородность породы маскируется этими процессами. Поэтому для выясне-

ния степени и характера неоднородности верхних слоев почвообразующих пород используется, как правило, комплекс методов. Ковальковский и Сташевский считают, что только сопоставление наиболее устойчивых признаков (в первую очередь это отношения фракций песка и пыли, морфология зерен и их минералогический состав) может осветить проблему неоднородности почвообразующих пород. Эти авторы также считают очень важными и верными указателями вторичного преобразования морены различные мерзлотные структуры — морозные расщелины, глинистые затеки, ритмичность сточковых текстур материала, заполняющего расщелины, и другие черты перигляциальной климатической среды.

Многочисленные исследования свидетельствуют о значительной неустойчивости и подвижности минеральных частиц величиной  $< 0,001$  мм. Профильный баланс этой фракции свидетельствует о размерах и направлении процесса разрушения и перемещения мелких фракций как в отдельных слоях, так и во всем почвенном профиле.

Кундлер рекомендует проводить дополнительно сбалансирование содержания  $\text{CaCO}_3$  и фракции  $> 0,02$  мм с учетом кварца во фракции 0,6—0,06 мм в качестве минерала-индикатора. Ряд американских авторов (I. E. Foss, R. H. Rust, 1968; S. L. Chappin, M. E. Hogn, 1968) для выяснения степени неоднородности пород используют данные валового содержания Zr, Ti, Ca и др. и количественные отношения между содержанием этих элементов в разных горизонтах почв.

В нашей работе делается попытка выяснить тип двучленности поверхностных слоев моренных отложений Валдайской возвышенности с использованием морфологического, микроморфологического и седиментационных методов определения неоднородности пород.

Исследовались почвы и почвообразующие породы центральной и северной части Валдайской возвышенности — в Боровичском районе Новгородской обл. (разрезы 4, 5, 7, 9,  $10^6$ , 100) и Лодейнопольском районе Ленинградской обл. (разрезы 1 и 3).

Основные почвенные профили (разрезы 3, 5, 7,  $10^6$ ) имеют морфологический облик дерново-подзолистых почв с ясно выраженным дерновым, буровато-палевым элювиальным и осветленным контактным горизонтом супесчаного механического состава. Под ними расположены красно-бурые тяжелосуглинистые или суглинистые иллювиальные горизонты.

Для сравнения были взяты два почвенных профиля «стандартных» дерново-подзолистых почв без палевого элювиального горизонта (разрезы 1 и 100).

Такой выбор объектов вызван тем, что почвенные профили с морфологическим обликом дерново-палево-подзолистых почв рассматриваются большинством исследователей как почвы,

сформированные на двучленных породах, в то время как однородность почвообразующих пород профилей с морфологией «стандартных» дерново-подзолистых почв, как правило, не вызывает сомнений. Нам хотелось проверить возможность использования этого интуитивно выработанного почвоведомы метода определения двучленности пород по морфологии почвенного профиля.

Для более детального и полного изучения почвообразующих пород и закономерностей распределения их по рельефу основные разрезы распределялись на нескольких участках в виде геоморфологических рядов.

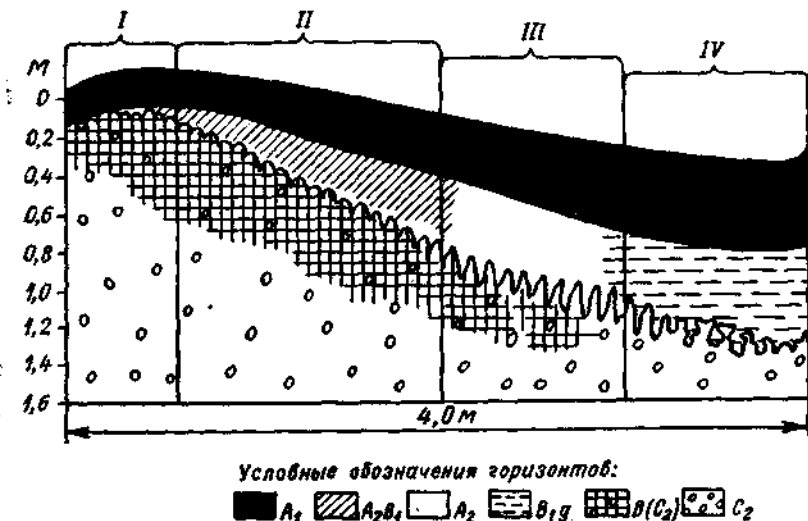


Рис. 1. Геоморфологический профиль участка с разрезами 5, 4, 9. I — дерново-подзолистая смытая почва; II — дерново-палево-подзолистая; III — дерново-подзолистая; IV — дерново-подзолисто-глееватая.

Первый участок — разрезы 5, 4 и 9 — был выбран на холмисто-моренном уступе Карбонового плато (рис. 1). Мощность верхнего супесчаного слоя колеблется от 20 см на микроповышении современного рельефа до 1 м в депрессии рельефа, имеющей сток вниз по уступу в Мстинскую впадину. Подстилающая толща суглинистая.

На микроповышении верхний слой особенно сильно опесчанен и обогащен валунами. По мере приближения к депрессии происходит постепенное утяжеление его механического состава, появляются и усиливаются признаки некоторой сортированности и слоистости материала.

Уже на основании детального морфологического изучения почвообразующих пород этого участка можно сделать пред-



положение о том, что двучленность могла здесь возникнуть за счет денудации и частичного переотложения верхних слоев морены. Обработка верхних слоев морены могла производиться небольшими количествами воды очень неустойчивого режима. При этом повышенные участки обеднялись тонкими фракциями, и по мере приближения к депрессии происходило их частичное отложение.

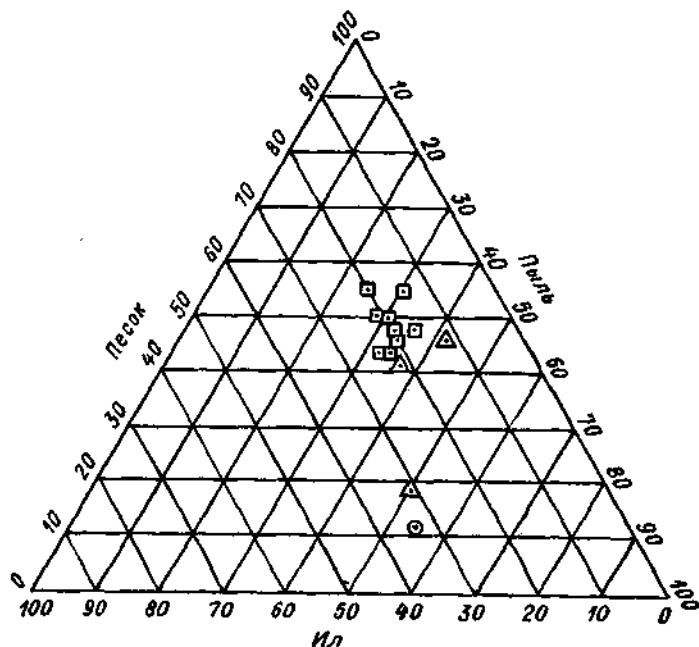


Рис. 2. Механический состав почвообразующих пород исследованных районов.

□ — валунные суглинки, Боровичский р-н; ○ — безвалунная глина, Боровичский р-н; △ — валунные суглинки и глины, Лодейнопольский р-н.

На других участках, расположенных в пределах обширных моренных холмов, характер почвообразующих пород и их распределение по рельефу обнаруживают сходную картину. При этом профили с морфологией дерново-подзолистых почв (в дальнейшем условно названных дерново-палево-подзолистыми) всегда оказываются на наиболее дренированных положительных элементах рельефа. «Стандартные» дерново-подзолистые почвы либо располагаются на более плоских участках рельефа, либо имеют более тяжелый механический состав.

Все изучаемые почвенные профили сформированы на близких по химическому и механическому составу моренных отложениях (табл. 1, 2, рис. 2). Сравнение наших данных валовых анализов с данными других исследователей указывает на ти-

**Валовой химический состав валунных суглинков  
Валдайской возвышенности**

№ разреза	Глубина взятия образца (см)	В % на прокаленную минеральную массу				
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
4	160—170	78,5	12,4	4,1	1,2	0,9
5	145—150	80,7	11,2	3,5	1,2	0,7
9	100—110	79,0	10,7	3,2	0,9	0,8
10 <sup>a</sup>	106—116	78,3	10,4	3,7	3,0	0,9
11	108—118	78,5	11,3	3,9	2,1	0,8
10 <sup>b</sup>	145—155	78,0	10,4	3,7	3,3	0,8
100	125—135	77,0	11,5	4,4	1,7	0,6
3		78,0	11,3	3,6	—	—
По Грабовской и Роде						
245Г	125—130	78,5	12,5	4,2	0,8	0,7
239Г	105—109	78,7	12,8	4,5	0,5	1,1
По Бойчуку						
3Б	80—90	76,7	11,5	4,0	3,1	1,9
По Вербицкому						
2В	120—130	72,9	8,7	7,2	5,6	2,7
8В	100—110	71,6	12,9	7,7	3,7	2,1

пичность для моренных отложений Валдайской возвышенности химического состава морены исследуемых нами участков.

Просмотр под микроскопом шлифов с ненарушенным сложением пород дает четкое представление об окатанности и выветрелости материала и о соотношении зерен различных фракций.

Соотношения между отдельными фракциями зерен здесь наиболее близки к исходным по сравнению с данными всех других методов седиментационного анализа, т. к. в шлифах с естественным сложением полуразрушенные выветривающиеся зерна сохраняют свои первоначальные очертания.

Микрофотографии представляют типичные участки элювиальных горизонтов (кроющий нанос) и почвообразующих пород (подстилающий нанос) при увеличении в 25 раз. При таком увеличении хорошо просматриваются зерна  $>0,01$  мм.

На рис. 3 показан характер зернистости профилей дерново-палево-подзолистой и «стандартной» дерново-подзолистой почвы (разрезы 10<sup>b</sup> и 100, Боровичский район). Четко видно, что элювиальные горизонты этих почв (рис. 3, а и 3, в) почти не отличаются от горизонта неизменной породы «С» (рис. 3, в, 3, г) по степени окатанности песчаных зерен и по соотношению между отдельными их фракциями. Присутствие в горизонте «С» тонких пластинок слюд свидетельствует, возможно, лишь о бо-

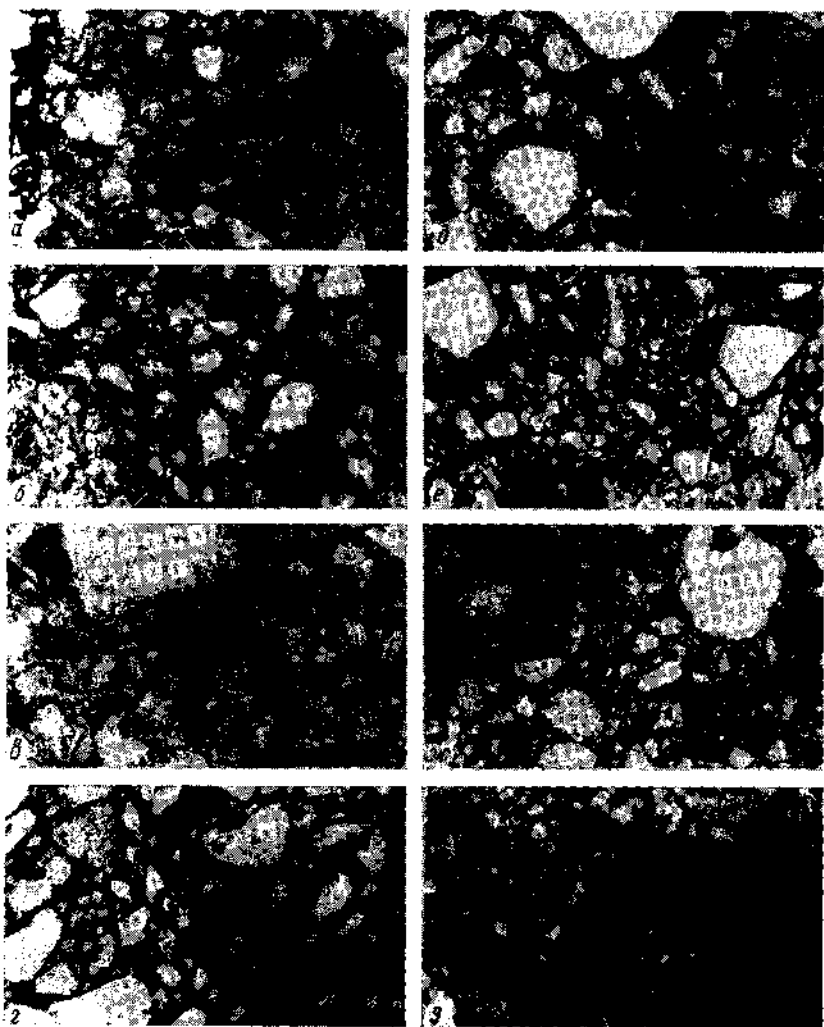


Рис. 3. Микроморфология зернистости элювиальных горизонтов и почвообразующих пород разрезов 10<sup>6</sup>, 100, 3, 1.

Дерново-палево-подзолистая почва, разрез 10<sup>6</sup>, Боровичский р-н: а — горизонт «А<sub>2</sub>В<sub>1</sub>», разнозернистый, слабоокатанные зерна, в основном, кварц и полевой шпат; б — горизонт «С<sub>2</sub>» — характер зернистости тот же, изредка тонкие пластинки слюды. Дерново-подзолистая почва, разрез 100, Боровичский р-н: в — горизонт «А<sub>2</sub>», очень разнозернистый, слабоокатанные зерна кварца и полевых шпатов; г — горизонт «С<sub>2</sub>» — слабо- и среднеокатанный разнозернистый материал, изредка тонкие пластинки слюды. Дерново-палево-подзолистая почва, разрез 3, Лодейнополский р-н: д — горизонт «А<sub>2</sub>В» разнозернистый, полевошпатово-кварцевый, слабо- и среднеокатанный материал, е — горизонт «С<sub>2</sub>» — разнозернистый, слабоокатанный материал, преимущественно кварц, полевые шпаты, слюда. Дерново-подзолистая почва, разрез 1, Лодейнополский р-н: ж — горизонт «А<sub>2</sub>В» слабо- и среднеокатанный, полевошпатово-кварцевый, разнозернистый; з — горизонт «С<sub>2</sub>» — мелкозернистый с отдельными крупными полиминеральными зернами.

лее слабой выветрелости породы по сравнению с верхними горизонтами. Характер зернистости профилей разрезов 10<sup>6</sup> и 100 — дерново-палево-подзолистой и дерново-подзолистой «стандартной» почвы не обнаруживает заметных различий.

На том же рисунке представлен характер зернистости дерново-палево-подзолистой и дерново-подзолистой почв Лодейно-

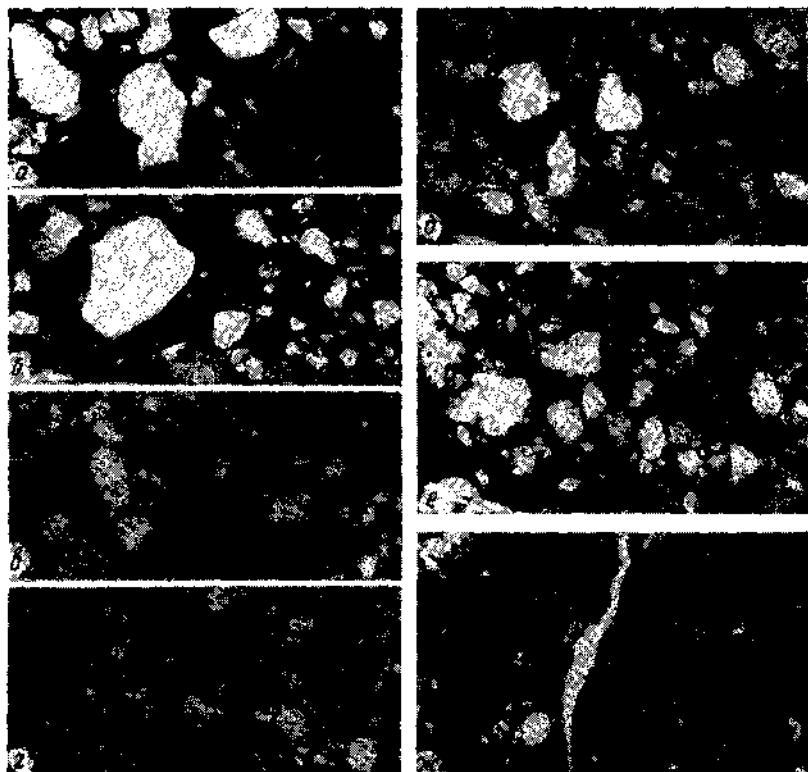


Рис. 4. Никели скрещены. Микроморфология зернистости элювиальных горизонтов и почвообразующих пород разрезов 5, 4, 7. Боровичский р-н. Дерново-палево-подзолистая почва, разрез 5: а — горизонт «А<sub>2</sub>В» — очень разнозернистый, слабокатаный, полевошпатово-кварцевый, б — горизонт «С» — тот же характер зернистости. Дерново-подзолистая почва, разрез 4: в и г — отдельные прослойки горизонта «А<sub>2</sub>» резко отличные по характеру зернистости; д — горизонт «С<sub>2</sub>» — разнозернистый, слюдисто-полевошпатово-кварцевый. Дерново-палево-подзолистая почва; е — горизонт «А<sub>2</sub>В» — аналогичен по характеру зернистости элювиальным горизонтам других разрезов, ж — «В(С<sub>2</sub>)» резко отличный от предыдущего, мелкозернистый материал.

польского района — разрезы 3 и 1. Профили дерново-палево-подзолистых почв (рис. 3, д, 3, е) аналогично почвам Боровичского района почти не обнаруживают неоднородности в характере зернистости. Сравнение же элювиальных горизонтов

«стандартной» дерново-подзолистой почвы (рис. 3, ж) с почвообразующей породой этого профиля (рис. 3, з) выявляет ярко выраженную неоднородность и по соотношению крупных фракций, и по минералогическому составу. В элювиальном горизонте крупнопесчаная фракция представлена в основном кварцем, в почвообразующей породе много полиминеральных зерен.

Таким образом, «стандартные» дерново-подзолистые почвы либо аналогичны по характеру зернистости дерново-палево-подзолистым почвам, либо даже обнаруживают, по сравнению с ними, большую неоднородность породы (разрез 1).

Данные микроморфологии, таким образом, не выявили дву-членность пород большинства исследуемых профилей (кроме почвы разреза 1). Это можно объяснить либо однородностью пород, на которых сформированы эти профили, либо тем, что неоднородность их связана с боковым или вертикальным выносом самых тонких фракций. В этом случае характер зернистости крупнозема и песчаных фракций в верхних горизонтах остается неизменным по сравнению с глубокими горизонтами породы. Последнее предположение подтверждается лишь при рассмотрении геоморфологического ряда сопряженных по происхождению почв и пород (рис. 4, а, 4, б, 4, в, 4, г, 4, д). Дерново-палево-подзолистая почва микроповышения, представленная разрезом 5, обнаруживает картину зернистости, характерную для большинства исследуемых профилей с очень близким характером зернистости верхних и нижних горизонтов и обогащением верхних горизонтов крупнопесчаными частицами. В элювиальном горизонте разреза 4, расположенного ниже (рис. 4, в, 4, г) по склону, обнаруживаются отдельные слои более тонкозернистого материала — следы перераспределения частиц в горизонтальном направлении.

Таким образом подтверждается сделанное на основе морфологических наблюдений предположение о денудации микроповышений ледниковыми водами и перераспределении тонкозернистого материала по направлению к депрессии рельефа.

Как можно было ожидать, четко видна неоднородность озерно-ледниковых отложений, представленных в разрезе 7 (рис. 4, е и 4, ж).

Механический анализ крупных фракций ( $>0,05$  мм) проводился способом мокрого просеивания через систему сит с предварительной обработкой пирофосфатом Na. Для определения бралась навеска почвы 50 г. Содержание конкреций определялось весовым способом.

При расчете данных механического анализа крупнозема за 100% принималась сумма фракций  $>0,05$  мм. Гранулометрические кривые распределения крупных фракций представлены на рис. 5. Эти кривые обнаруживают значительную неоднородность озерно-ледниковых отложений (разрез 7) по сравнению

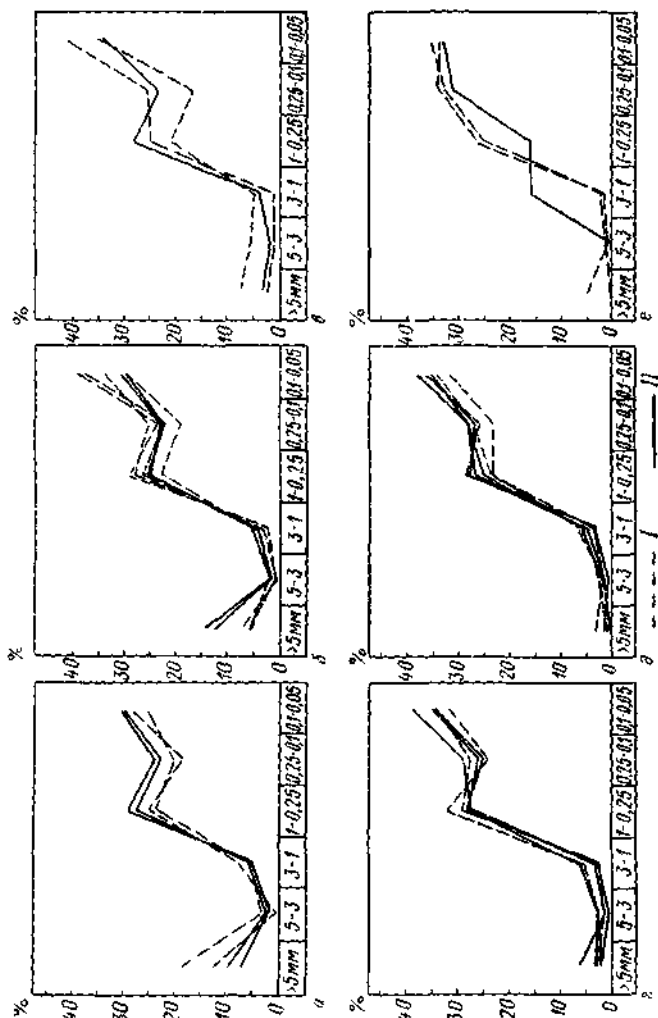


Рис. 5. Кривые зернистости песчаных фракций механического состава дерново-палево-подзолистых и дерново-подзолистых почв.

а — разрез 5, дерново-палево-подзолистая почва; б — разрез 4, дерново-подзолистая почва; в — разрез 9, дерново-подзолисто-глебоватая почва; г — разрез 10, дерново-палево-подзолистая почва; д — разрез 100, дерново-подзолистая почва; е — разрез 7, дерново-палево-подзолистая почва; ж — кривые зернистости горизонтов, сформированных в кроющей толще двуучленной породы; з — кривые зернистости горизонтов, сформированных в подстилающей толще пород.

с моренными (разрезы 5, 4, 10<sup>б</sup>, 100). Сходство кривых для всех профилей почв на валунных суглинках свидетельствует об однотипности моренных отложений и способов преобразования верхних слоев морены данной территории. Очевидно, преобразование и переотложение крупнозема происходило на незначительные расстояния, т. к. гранулометрические кривые для верхних и нижних горизонтов не сильно расходятся.

Верхние горизонты почти всегда характеризуются большей внутренней неоднородностью, чем неизменная моренная толща нижних горизонтов, о чем свидетельствует большее расхождение между собой кривых, характеризующих верхние горизонты.

Сравнение профилей дерново-палево-подзолистых почв (разрезы 5, 10<sup>б</sup>) с дерново-подзолистой (разрез 100) не обнаруживает различий в характере распределения крупнозема в этих профилях, и, следовательно, седиментационный анализ, так же как и микроморфологические данные, не выявляет неоднородности моренных отложений положительных элементов рельефа.

Рассмотрение кривых зернистости разрезов 5, 4, 9, представляющих геоморфологический ряд от микроповышения к депрессии, обнаруживает накопление самых грубых фракций в поверхностных горизонтах почвы микроповышения (разрез 5) и постепенное увеличение более тонких фракций по мере приближения к микродепрессии. В этом же направлении увеличивается разница в характере зернистости верхнего и нижнего (более однородного) слоев морены и степень внутренней неоднородности — слоистости — верхнего слоя этой породы. Таким образом, вышеизложенное свидетельствует о наличии следов четко выраженных горизонтальных перемещений в верхнем слое исследуемых моренных отложений и более однородном нижнем стратиграфическом горизонте морены. Эти выводы подтверждают приведенные выше морфологические и микроморфологические наблюдения.

Можно было бы еще предположить отложение в микронизине флювиогляциальных наносов, не связанных генетически с отложениями микроповышений. Однако это маловероятно в связи с очень высоким расположением участка над базисом эрозии.

Кроме того, при сравнении под микроскопом мелкопесчаной фракции верхнего супесчаного слоя микроповышения (разрез 5) и склона (разрез 4) обнаруживается совершенно одинаковая слабая их окатанность.

В связи с однотипностью моренных отложений исследуемой территории (по данным механического состава, по Качинскому, валового состава, состава крупных фракций), близостью морфологического облика почв и условий рельефа, очевидно, однотипна по происхождению и по характеру геологическая неод-

Баланс фракции < 0,001 мм в дерново-подзолистых почвах  
Валдайской возвышенности

№ разреза	Горизонт	Глубина (см)	Мощность горизонта (м)	Объемный вес (г/см <sup>3</sup> )	Содержание фракции < 0,001 мм (%)	Содержание фракции < 0,001 мм (г/100 см <sup>2</sup> )		Вынос и накопление фракции < 0,001 мм (г/см <sup>2</sup> )	Сумма выноса и накопления фракции < 0,001 мм (г/м <sup>2</sup> )
						фактическое	исходное		
106	A <sub>1</sub>	10—20	0,20	1,4	4,0	5,6	—25,2	—50,4	
	A <sub>1</sub> B <sub>1</sub>	20—25	0,05	1,4	5,0	7,0	—23,8	—11,9	
	A <sub>2</sub> B <sub>1</sub>	25—29	0,04	1,5	3,0	4,6	—26,3	—10,5	
	A <sub>2</sub> контактный	30—35	0,10	1,6	3,2	5,0	—25,7	—12,9	
	A <sub>2</sub> контактный	35—40	0,10	1,6	5,0	8,0	—22,8	—11,4	
	B (C <sub>2</sub> )	70—80	0,50	1,8	21,2	38,2	+7,4	+35,0	
	BC (C <sub>2</sub> )	105—115	0,40	1,8	20,4	36,7	+5,9	+23,6	
C <sub>2</sub>	145—155		1,8	17,1	30,8				
100	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	4—13	0,13	1,4	5,5	7,6	—31,5	—40,9	
	A <sub>1</sub>	13—17	0,04	1,6	10,9	17,4	—21,7	—8,7	
	A <sub>2</sub>	17—19	0,02	1,7	12,0	20,4	—18,7	—3,7	
	A <sub>2</sub> контактный	19—21	0,06	1,7	18,1	30,7	—8,8	—5,3	
	B (C <sub>2</sub> )	45—56	0,40	1,8	24,4	43,9	+4,8	+19,2	
	BC (C <sub>2</sub> )	80—90	0,55	1,8	21,8	39,2	0,0	0,0	
	C <sub>2</sub>	125—135			21,7	39,1		39,1	



5	Алах	0—19	0,19	1,4	5,4	7,6	—21,4	—40,7
	А <sub>1</sub>	19—22	0,03	1,4	5,4	7,6	—21,4	—6,4
	А <sub>2</sub> В <sub>1</sub>	24—31	0,15	1,5	2,2	3,3	—25,7	—38,5
	А <sub>2</sub> контактный	42—48	0,10	1,6	8,2	13,0	—16,0	—16,0
	В (С <sub>2</sub> )	50—56	0,40	1,8	19,3	34,7	+5,7	+11,4
	ВС (С <sub>2</sub> )	70—78	0,50	1,6	23,4	42,0	+13,0	+26,0
	С <sub>2</sub>	145—150		1,7	17,1	29,0		
4	Алах	0—25	* 0,20	1,4	4,8	6,7	—22,3	—44,6
	А <sub>2</sub>	40—48	0,20	1,4	4,8	6,7	—22,3	—44,6
	А <sub>2</sub> В <sub>1</sub>	49—53	0,06	1,5	4,9	7,3	—21,6	—13,0
	А <sub>2</sub> В <sub>1</sub>	53—61	0,06	1,5	5,6	8,4	—20,6	—12,4
	А <sub>2</sub> В <sub>2</sub> контактный	61—75	0,30	1,6	7,4	11,8	—17,2	—51,6
	ВС (С <sub>2</sub> )	106—116	0,80	1,7	27,0	11,9	—17,1	—137,0
	С <sub>2</sub>	170—180		1,7	17,0	29,0		
9	Алах	0—30	* 0,20	1,4	5,0	7,0	—23,8	—47,6
	А <sub>1</sub>	31—40	0,15	1,5	7,1	10,6	—20,2	—30,3
	В <sub>1g</sub>	50—60	0,35	1,6	10,2	16,3	—24,5	—85,6
	В <sub>2g</sub> контактный	80—90	0,15	1,6	12,5	20,0	—10,8	—16,2
	С <sub>2</sub>	100—110		1,7	18,1	30,8	—	—

\* Мощность горизонта уменьшена примерно на величину припашки гумусового горизонта.

нородность верхних слоев морены, связанная с денудацией положительных элементов рельефа, частичным переотложением материала в микропонижения и выносом самых тонких фракций.

Профильный баланс ила (табл. 2) вычислен по формуле, предложенной Ковальковским и Сташевским:  $Dt = \pm \Sigma (tA + te) \cdot h \cdot 10$ ;  $Dt$  — суммарные недостатки и превышения илистой фракции, выраженные в кг на  $m^2$  в отношении к гипотетической породе, не измененной или слабо измененной почвообразованием,  $tA$  — содержание ила в г на  $100\text{ см}^3$  данного генетического горизонта,  $te$  — содержание ила в г на  $см^3$  гипотетической породы,  $h$  — мощность горизонта или слоя почвы в м.

Приведенные данные обнаруживают, что вынос ила из верхних горизонтов почв на остаточной карбонатной морене превышает почти вдвое его накопление в нижних.

Вынос ила из дерново-подзолистой почвы разреза 100 почти равен выносу его из профилей дерново-палево-подзолистых почв на карбонатных породах, что свидетельствует о близости генезиса этих почв и невозможности считать почву разреза 100 сформированной на однородной породе.

В почвах на морене, глубоко выщелоченной от карбонатов (разрезы 5, 4, 9), вынос ила достигает особенно больших величин: разрез 5 — 64,2 кг; разрез 4 — 303,2 кг; разрез 9 — 179,7 кг. Максимальный вынос ила приурочен к разрезу 4, морфологически и по данным анализов (табл. 3) наиболее сильно оподзоленному, а в разрезе 9 отмечаются уже признаки оглеения, с чем, очевидно, связано снижение выноса ила.

Следовательно, отмечается определенная корреляция между характером почвообразования и количеством вынесенного из профиля ила.

Однако из табл. 3 следует, что почвенные профили разрезов 4 и 5 не сильно отличаются между собой по основным физико-химическим свойствам. Разница же в выносе ила из этих профилей, несмотря на возможную неточность расчетов, огромна и не может объясниться только различиями в почвообразовании.

Несомненно, такой характер распределения величин выноса ила объясняется в большой степени процессами породообразования. На микроповышении происходит максимальное абсолютное обезыливание верхнего слоя, но общее количество вынесенного ила минимально в связи с небольшой мощностью этого слоя. По мере приближения к депрессии мощность обезыленной толщи возрастает, суммарный вынос достигает максимума в разрезе 4. В разрезе 9, очевидно, уже в связи с частичным отложением ила суммарный вынос этой фракции вновь снижается.

**Физико-химические свойства дерново-подзолистых почв  
Валдайской возвышенности**

Горизонт	Глубина (см)	рН		Обменные катионы (мг-экв на 100 г почвы)				Гумус (%)
		водный	солевой	Ca	Mg	N	Al	

**Дерново-подзолистая почва**

А <sub>пах</sub>	0—25	5,4	4,2	3,35	1,05	0,02	0,33	1,96
А <sub>1</sub>	28—35	5,4	4,3	3,39	1,13	0,02	0,26	2,10
А <sub>2</sub>	40—48	5,5	4,3	1,19	0,73	0,01	0,39	0,68
А <sub>2</sub> В <sub>1</sub>	49—53	5,6	4,3	1,17	0,47	0,02	0,37	0,47
А <sub>2</sub> В <sub>1</sub>	53—61	5,6	4,3	1,05	0,69	0,01	0,36	0,43
А <sub>2</sub> В <sub>g</sub> контактный	61—70	5,6	4,0	2,02	0,77	0,01	0,36	0,24
А <sub>2</sub> В <sub>g</sub> контактный	70—75	5,4	4,0	3,64	1,21	0,03	0,54	0,38
ВС (С <sub>2</sub> )	106—116	5,5	3,8	7,33	1,33	0,04	0,76	0,28
С <sub>2</sub>	160—170	6,0	4,5	10,13	1,67	0,04	0,07	0,36

**Дерново-палево-подзолистая почва**

А <sub>пах</sub>	0—19	5,3	4,1	3,07	1,30	0,04	0,36	2,05
А <sub>1</sub>	19—22	5,5	4,2	3,23	0,97	0,03	0,36	1,66
А <sub>2</sub> В <sub>1</sub>	24—31	5,5	4,4	1,68	0,34	0,01	0,31	0,71
А <sub>2</sub> контактный	35—39	5,5	4,2	1,72	0,40	0,02	0,29	0,39
А <sub>2</sub> контактный	39—42	5,5	4,1	4,13	1,94	0,02	0,54	0,39
В (С <sub>2</sub> )	50—56	5,5	4,0	4,76	2,53	0,03	0,64	0,37
В (С <sub>2</sub> )	70—78	5,5	3,8	6,79	2,09	0,05	0,62	0,28
ВС (С <sub>2</sub> )	108—116	5,8	3,9	5,15	1,99	0,04	0,39	0,26
С <sub>2</sub>	145—150	6,1	4,3	9,17	1,13	0,03	0,15	0,28

Таким образом, свойства исследуемых почв определяются как геологическими (реликтовыми) процессами, так и процессами почвообразования. Определение причин и степени геологической дифференциации пород необходимо для правильного решения генетических и классификационных вопросов почвоведения.

### ВЫВОДЫ

1. Определение неоднородности почвообразующих пород по особенностям морфологии почв не всегда достоверно.

2. В связи с несовершенством методов определения неоднородности пород наиболее четкие результаты были получены при применении комплекса методов и при исследовании геоморфологических рядов почв и пород.

3. Выяснено, что характерная для моренных отложений Валдайской возвышенности первичная неоднородность верхних

слоев морены, обусловлена в основном денудацией положительных элементов рельефа, частичным переотложением материала по склонам и микропонижениям и выносом самых тонких фракций.

4. Свойства исследованных почв определяются как процессом почвообразования, так и реликтивными геологическими процессами.

### Литература

Афанасьев Я. Н. Этюды о покровных породах Белоруссии. Записки Горьковского сельскохозяйственного ин-та, 1924.

Глинка К. Д. Послетретичные образования и почвы Псковской, Новгородской и Смоленской губернии, Варшава, 1902.

Герасимов И. П. Глеевые псевдоподзолы Центральной Европы и образование двучленных наносов. Известия АН СССР, серия географическая, № 3, 1959.

Грабовская О. А., Роде А. А. Почвы Центральной части Валдайской возвышенности. Тр. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, т. X, вып. 4, 1937.

Дашкевич З. В. Ландшафтная характеристика Вепсовской возвышенности. Автореферат диссертации. ЛГУ, 1960.

Дик Н. Е. О переработке озерно-холмистого рельефа. Вопросы географии, I, 1946.

Никитин С. Геологические наблюдения по линии Ржев-Вязьма и Ярославль—Кострома. Известия геологического комитета, т. VII, 1889.

Рухина Е. В. Литологические особенности морены последнего оледенения и использование их при стратиграфических исследованиях на примере северо-западной части Русской платформы. Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. 1, 1961.

Саркисян С. Г., Спасибухова К. И. Минералогические коррелятивы четвертичных отложений Московской области. Записки Всесоюзного минералогического общества, т. 73, № 2—3, 1944.

Сибирцев Н. М. Почвы в бассейне верхнего течения р. Великой. Опоченский уезд Псковской губернии, Псков, 1900.

Соколов Н. Н. Некоторые данные о рельефе Валдайской возвышенности. Тр. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, т. X, в. 1, 1934.

Blume H. P. und Schlichting E. Nachweis einer Tonverlagerung in Bodenprofilen. Zeitschrift für Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde, Bd. 85 (130) Heft 3, 1952.

Cailleux A. Morphoskopische Analyse der Geschiebe und sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geologische Rundschau XL, S. 11—19, 1952.

Dylikowa A. Metody sedimentologiczne i proby ich zastosowania w geomorfologii. Przegląd Geograficzny, 25, N 2, s. 78—87, 1953.

Fiedler A. Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln aus Holland, Danemark, Oberschlesien und Norddeutschland. Zeitschrift für Angewandte Mineralogie, Bd. 2, 1940.

Foss J. E., Rust R. H. Soil genesis study of alithologic discontinuity in glacial drift in western Wisconsin. Soil Science Soc. America Proc., 32, No 3, 1968.

Chapman S. L., Horn M. E. Parent material univormity and origin of silty soils in northwest Arkansas based on zirconium-titanium contents. Soil Science Soc. America Proc., 32, No 2, 1968.

Kowalkowski A., Staszewski T. Wstępne wyniki badań nad metodą określenia jednorodności skal macierzystych gleb pochodzenia lodowcowego. Roczn. geoloznawcze, 15, N1, 1965.

Kundler P. Zur Methodik der Bilanzierung der Ergebnisse von Bodenbildungsprozessen (Profilbilanzierung), dargestellt am Beispiel eines Texturprofils auf Geschiebemergel in Norddeutschland. Zeitschrift für Pflanzenern. Düngung, Bodenkunde, Bd. 86 (131), Heft 3, 1959.

Laves D., Thieme J. Mikromorphologische, chemische, und mineralogische Untersuchungen zur Entstehung körnungsdifferenzierter Böden in Jungmoränengebiet der D.D.R. Albrecht—Thaer—Archiv, 14, N 8, 1970.

Müller S. Sprungschichtenbildung als differenzierender Faktor im Bodenprofil. Zeitschrift für Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde, Bd. 109, Heft 1, 1965.

Prusinkiewicz Z. Application of multivariate statistical Analysis and computers in investigations of the genetic homogeneity of glacial deposits. Zesz. Nauk UAM. Geografia, 8-Nadbitka, Poznań, 1969.

Stemme H. E., Bach H. Merkmale der Bodenbildung auf dem jungpleistozänen Geschiebemergel in Schleswig—Holstein. Zeitschrift für Pflanzenern. Düngung, Bodenkunde, Bd. 88 (133) Heft 2, 1960.

Thieme J., Laves D. Untersuchungen zur Entstehung der Fahlerden, Braunerden und Staubleys im nordostdeutschen Jungmoränengebiet. Albrecht—Thaer—Archiv, 12, N 8, 1868.

## О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ НЕКОТОРЫХ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ ЮГО-ЗАПАДА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Наши исследования, с целью изучения минералогического состава обломочной части пород и его влияния на свойства почв, проводились в юго-западной части территории области.

При исследовании почвенного покрова этой территории многие авторы (Афанасьева, Роде, 1934; Благовидов, Пестряков, 1969; Хантулев, 1960) отмечали, что преобладающие здесь виды почв имеют малую емкость обмена, ненасыщены, трудно поддаются окультуриванию и что причиной этого является своеобразие химического и минералогического состава минеральной почвенной массы. Для ее изучения нами взяты лесные подзолистые почвы, которые не были подвержены сколько-нибудь заметному влиянию хозяйственной деятельности человека и поэтому должны сохранять черты естественного почвообразования и выветривания.

Все исследованные разрезы подзолистых почв были заложены на участке Луга-Осьминской пониженной равнины. Она сложена средне- и верхне-девонскими песками, песчаниками и глинами, прикрытыми с поверхности ледниковыми и водно-ледниковыми рыхлыми наносами. Материалом для образования этих наносов, согласно данным исследований К. К. Маркова, 1931, Н. Л. Благовидова, 1937, Н. Н. Соколова, 1949, служили местные рыхлые коренные осадочные породы. Поверхностные отложения этих пород, несмотря на более сильную выветренность, сохраняют близкую к ним окраску и сходный в общих чертах химический и механический состав.

Многие исследователи отмечают, что ледниковые отложения имеют, как правило, двучленную толщу: с поверхности и до глубины 40—80 см — валунные супеси, ниже они подстилаются валунными суглинками, при этом, верхняя кроющая толща, в отличие от нижележащей подстилающей породы, содержит несколько большее количество валунов, что объясняется размывом и частичным переотложением морены водами позднеледниковых бассейнов.

О морфологических признаках почв, формирующихся на этих отложениях, можно судить по описанию следующих разрезов.

Разрез 270. Заложен к северу от г. Луги в еловом лесу; в наземном покрове преобладают зеленые мхи с отдельными

редкими пятнами сфагнома. Изредка встречается кисличка, хвощ, из полукустарничков — черника. Почва — сильноподзолистая поверхностно-оглеенная.

$A_0$  0—5 см — торфянистый, состоит из побуревшей плохо разложившейся растительной массы, густо переплетенной корнями растений, легко отделяется от нижележащей минеральной толщи почвы.

$A_1A_2$  5—15 см — белесовато-серый во влажном состоянии, супесчаный, рыхлый, пронизан редкими тонкими корешками растений; интенсивность гумусовой окраски с глубиной уменьшается постепенно.

$A_2$  15—40 см — белесый, с коричневато-палевым оттенком, хрящевато-супесчаный, с валунчиками до 7 см в диаметре, рыхлый, граница перехода в нижележащий горизонт — неровная, местами она опускается до глубины 70 см.

В 40—130 см — ярко-красный слегка уплотненный хрящеватый легкий суглинок с включениями редких валунов. На глубине 43—60 см ясно видны скопления охристых стяжений, безструктурный. С глубины 45 см по ходам корней и трещинам вглубь сочится вода (после дождя).

BC 130—140 см — ярко-красный легкий суглинок, в отличие от вышележащего менее плотный, более влажный.

Разрез 54. Заложен в западной части рассматриваемой нами территории, юго-восточнее г. Сланцы. Участок занят еловым лесом 60—70-летнего возраста с зеленомошным покровом. В подлеске встречается береза, черемуха, рябина, изредка липа. Сомкнутость крон 0,7—0,8. В покрове на фоне зеленых мхов встречаются пятна политрихума и сфагнома, кисличка, майник, единичные экземпляры папоротника. Почва — средне- и глубокоподзолистая поверхностно-глееватая.

В профиле почвы выделяются следующие горизонты:

$A_0$  0—3 см — темно-коричневая подстилка, состоящая из полуразложившихся остатков мхов, еловой хвои, мелких веточек.

$A_1A_2$  3—14 см — темно-коричневый, влажный, супесчаный, густо пронизан корнями растений, рыхлый.

$A_2B$  14—72 см — белесовато-палевый с охристыми стяжениями, рыхлый, супесчаный с валунчиками. Граница перехода в нижележащий горизонт очень неровная.

В 72—135 см — коричневый, с красноватым оттенком, хрящеватый валунный суглинок, слабо уплотнен, с редкими корнями растений.

BC 135—140 см — хрящеватый валунный суглинок, в отличие от вышележащего менее плотный и более влажный. На общем фоне коричневого суглинка заметны отдельные ярко-вишневые пятна железисто-марганцевых стяжений.

Разрез 61. Заложен восточнее г. Луги на участке слабо-волнистой равнины, покрытой еловым лесом; в наземном покрове — зеленый мох.

$A_0$  0—2 см — грубогумусная лесная подстилка состоит из вполне различных на глаз остатков хвой и мха, легко отделяется от нижележащей минеральной толщи почвы.

$A_1A_2$  2—17 см — серовато-белесоватый, густо пронизан корнями растений, рыхлый (пушистый от обилия плесени), супесчаный, с включениями хряща и гальки.

$A_2B$  17—85 см — охристо-палевый, рыхлый, супесчаный, с включениями хорошо окатанных валунов и гальки; встречаются редкие тонкие корешки растений.

$BC$  85—130 см — светло-палевая рыхлая слоистая хрящеватая супесчаная толща. Ниже 130 см содержание крупной гальки в толще породы уменьшается и порода представляется более однородной.

Из приведенных описаний видно, что в профиле рассматриваемых почв наиболее развитыми являются элювиальные горизонты. Их мощность колеблется от 35 до 83 см (разрезы 270, 61). Наряду с этим иллювиальные горизонты выражены слабо.

Согласно данным механического анализа (табл. 1), содержание илстых частиц в профиле почв постепенно увеличивается с глубиной, четко выраженного максимума накопления ила, свойственного обычно иллювиальным горизонтам подзолистых почв, здесь не наблюдается.

Поэтому вполне возможно, что определяемое в почвенных образцах максимальное содержание ила не является предельным и на большей глубине может оказаться еще более значительным.

Вместе с тем, при резко выраженном обеднении верхних горизонтов почв илстыми частицами не происходит заметного относительного обогащения их более крупными фракциями мелкозема — крупной и тонкой пылью. Заметная дифференциация содержания этих фракций по профилю почв свидетельствует лишь о слоистости породы и сравнительно слабом преобразовании ее процессами почвообразования и выветривания.

Причиной этого может быть своеобразие минералогического состава пород. Все исследованные нами почвы развиты на моренных отложениях. Морены, как известно, представляют собою грубую несортированную толщу. Однако, в исследованных образцах эта генетическая особенность наиболее отчетливо проявляется лишь некоторым различием в содержании частиц тонкого песка, крупной пыли и ила.

Это объясняется, по-видимому, тем, что морены рассматриваемой территории являются локальными и образовались из осадочных пород, уже в значительной степени сортированных. На преобладающей части площади морены являются слабо залуновеными, с содержанием мелкозема до 12% (разрез 61). В мелкоземе преобладают пылевато-тонкопесчаные фракции.



Механический состав почв и почвообразующих пород

№ разрез	Глубина образцов (с.м.)	Крупнозем (%)	Содержание фракции (%); размер частиц (м.м.)						Сумма фракций < 0,01 м.м.	
			% потерь от обработки HCl	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001		< 0,001
270	8—13	1,9	0,8	12,3	60,9	10,8	6,4	6,9	1,9	15,2
	13—23	1,0	7,8	11,6	48,6	13,4	7,0	7,7	3,9	18,6
	35—40	0,7	1,1	9,3	53,4	15,3	5,1	8,5	7,2	20,8
	55—60	0,9	9,9	7,2	38,8	13,5	3,4	10,2	16,6	30,2
	80—85	1,8	5,3	7,2	47,4	12,1	4,0	8,4	15,4	27,8
	133—138	2,0	5,4	7,2	50,1	9,8	4,1	9,0	14,4	27,5
54	6—11	7	3,4	12,8	44,1	21,4	7,4	8,5	2,1	18,0
	16—20	9	1,8	17,4	47,4	12,4	7,1	10,7	2,9	20,7
	30—35	6	1,7	17,9	41,6	19,4	8,2	6,4	3,8	18,4
	50—55	7	2,0	10,9	49,5	15,7	8,5	6,9	7,3	22,7
	85—90	4	1,9	10,3	44,3	15,5	9,3	7,7	10,7	27,7
	130—135	5	2,3	13,7	37,3	18,5	8,7	8,6	11,6	28,9
61	3—8	5,9	3,5	6,7	66,8	7,3	3,7	5,2	6,7	15,6
	10—15	7,1	3,2	7,4	63,4	11,1	4,4	4,1	6,4	14,9
	18—22	10,1	3,5	11,8	44,4	25,1	5,7	3,9	5,3	14,9
	25—30	11,4	3,5	10,0	57,4	14,4	4,3	4,4	6,0	14,7
	50—45	10,7	2,2	12,1	59,7	13,4	4,3	4,1	4,2	12,6
	95—60	12,7	1,7	23,7	52,2	10,5	4,2	4,9	2,7	11,8
	20—100	11,7	2,4	12,3	51,2	14,4	5,0	6,0	8,6	19,6
	125—130	11,3	1,7	26,6	53,2	5,3	1,5	4,0	7,7	13,2

Валовой химический состав почвообразующих пород и почв (табл. 2) вполне согласуется с данными их механического состава. Сильно опесчаненные морены характеризуются высоким содержанием кремнезема и малым содержанием полуторных окислов, фосфора и кальция. Отношение окиси кальция к окиси магния в некоторых образцах пород (разрез 270) меньше единицы, в них мало также и калия.

Все эти особенности химического состава пород свидетельствуют об их сильной выветренности. В процессе выветривания, переноса и отложения химический состав пород, как известно, сильно меняется в связи с тем, что они обычно теряют легко разрушающиеся минералы и обогащаются наиболее стойким к процессам разрушения и выветривания остаточным кварцем.

По минералогическому составу в Ленинградской области выделяется несколько типов морен.

1. Морена богатая слюдами с относительно малым содержанием кварца (65—75%).

2. Морена со средним содержанием кварца (80—85%).

Валовой химический состав почв и почвообразующих пород

№ разреза и название почвы	Глубина образцов (см)	Горизонты	Потери при прокаливании	В % на прокаленную почвенную массу										
				SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
270 Сильнопodzольная по- верхностно-оглеенная	0-5	A <sub>0</sub>	80,05	76,19	6,67	7,67	0,55	0,61	0,50	1,65	0,75	2,76	1,50	0,60
	8-13	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	2,15	92,53	3,82	1,00	0,16	0,03	0,03	0,33	0,23	0,25	1,26	0,58
	13-23	A <sub>2</sub>	1,28	91,36	3,80	1,32	0,35	0,03	0,03	0,38	0,27	0,16	1,56	0,40
	35-40	A <sub>2</sub>	1,65	87,82	6,26	1,94	0,35	0,04	0,03	0,47	0,32	0,16	1,83	0,45
	55-60	B	2,49	82,73	8,67	3,54	0,44	0,06	0,06	0,45	0,79	0,12	2,21	0,41
	80-85	B	1,69	81,75	9,01	2,96	0,50	0,06	0,06	0,45	0,79	0,18	2,26	0,54
133-138	BC	1,94	82,75	8,79	2,96	0,43	0,06	0,06	0,47	0,79	0,15	2,21	0,46	
54 Средне- и глубокопод- золистая поверхно- стно-глеватая	0-3	A <sub>0</sub>	75,23	68,18	9,28	4,40	0,52	0,44	0,69	7,63	2,02	2,14	3,92	0,57
	6-11	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	8,51	83,71	9,28	2,09	0,37	0,12	0,07	0,85	0,34	0,18	1,94	0,92
	16-20	A <sub>2</sub> B	2,31	81,80	9,95	2,43	0,35	0,05	0,06	0,90	0,40	0,15	2,56	1,02
	20-35	A <sub>2</sub> B	1,91	81,15	9,91	2,50	0,30	0,08	0,07	0,67	0,64	0,12	3,07	1,04
	50-55	A <sub>2</sub> B	1,72	79,88	10,98	3,29	0,36	0,08	0,09	0,89	0,64	0,12	2,55	0,99
	85-90	B	1,81	78,67	11,42	3,55	0,46	0,08	0,11	1,13	0,64	0,12	2,47	0,82
130-135	BC	1,79	77,83	11,69	3,31	0,41	0,05	0,11	1,13	0,80	0,16	3,02	0,92	
61 Средне- и глубокопод- золистая	0-2	A <sub>0</sub>	64,50	79,27	5,35	2,62	0,45	0,54	0,62	4,70	0,50	1,30	2,45	1,72
	3-8	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	6,54	87,88	6,19	1,73	0,60	0,10	0,07	0,73	0,30	0,33	1,57	0,76
	10-15	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	4,37	87,24	6,60	1,94	0,48	0,10	0,08	0,83	0,33	0,22	1,58	0,83
	18-22	A <sub>2</sub> B	2,64	85,46	7,44	2,24	0,48	0,09	0,05	0,76	0,36	0,28	1,76	0,90
	25-30	A <sub>2</sub> B	2,38	85,24	8,10	2,15	0,51	0,07	0,06	0,81	0,37	0,15	1,57	0,88
	40-45	A <sub>2</sub> B	1,39	85,50	7,58	2,60	0,44	0,07	0,06	0,79	0,36	0,25	1,73	1,03
55-60	A <sub>2</sub> B	0,65	84,15	8,48	2,11	0,59	0,07	0,05	0,91	0,36	0,21	1,93	1,03	
90-100	B	1,44	81,55	10,33	2,46	0,44	0,09	0,05	0,92	0,54	0,21	1,99	1,28	
125-130	C <sub>2</sub>	1,09	90,65	5,13	1,79	0,27	0,08	0,04	0,45	0,28	0,12	0,81	0,30	

3. Морена, обогащенная кварцем, с содержанием его до 95%.

По материалам исследований М. М. Шукевич (1948) в моренах Ленинградской обл. преобладают кварц и полевые шпаты. По мнению автора это указывает на то, что в их образовании принимали участие кислые породы. При анализе морен было обнаружено интенсивное накопление вторичных минералов как в легкой, так и в тяжелой фракциях. Интенсивное глинообразование, по заключению Шукевич, происходит в условиях щелочной или нейтральной реакции, то есть оно характерно только для карбонатных морен. Поэтому, наблюдаемое автором интенсивное выветривание морен на территории Ленинградской области, в отличие от более северных областей, обусловлено не столько особенностями климата, сколько химическим составом выветривающейся породы, так как и здесь, в менее карбонатной морене, в слабокислой среде уже отчетливо намечалось обогащение тонких фракций морены кварцем.

О приблизительном составе и содержании в породах и почвах первичных минералов, как о «потенциальной части» (Горбунов, 1970) минерального состава исследованных почв мы пытались судить на основании просмотра шлифов под микроскопом. Результаты просмотра показывают, что все исследуемые почвы формируются на среднесортированных кварцевых песчаниках с базальтовым цементом (рис. 1, 2, 3). В минеральном составе обломочной части породы преобладает кварц 90—95%, примерно 2—3% приходится на полевые шпаты и столько же на единичные зерна обломков кварцита, решетчатого микроклина, роговой обманки, биотита, циркона, граната, гидрогоматита.

Верхняя часть профиля почвы, обычно наиболее сильно измененная почвообразованием, в отличие от породы, характеризуется меньшей связностью минерального субстрата (рис. 4, 5, 6). Обломочный материал составляет здесь примерно 75 и 25% цементирующая масса; в породе соответственно 55—60% обломочного материала и 40—45% цементирующей массы.

В цементирующей массе верхних оподзоленных горизонтов преобладает микроагрегированный кварц, в породе — гидрослюда (см. рис. 5, 6, 7 — николи X).

В обломочном минеральном субстрате оподзоленных горизонтов содержание кварца достигает 95—98% (в породе 90—95%), при этом зерна кварца в подзолистом горизонте, в отличие от породы, более сильно корродированы.

В породе большинство зерен кварца и обломков пород также подвержены процессам коррозии. Эти процессы приводят к измельчению зерен и минералов и постепенному их растворению (рис. 7, 8). По периферии зерен обычно хорошо видны различной величины и формы углубления, напоминающие раковистые изломы стекла. Вокруг некоторой части зерен кварца

(преимущественно крупнопесчаной фракции) отмечены аутигенные новообразования кварца, развивающиеся в виде тонких прерывистых регенерационных каемок, шириной от 0,03 до 0,16 мм. В ряде случаев, при широком развитии регенерационных каемок новообразованного кварца, наблюдается слияние обломочных зерен и образование крупных агрегатов кварца.

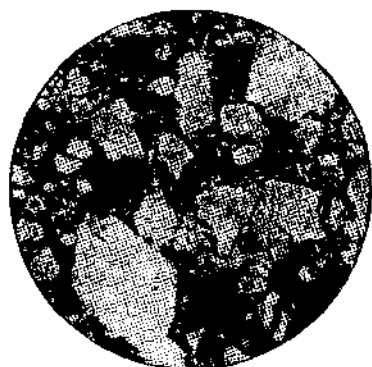


Рис. 1. Разрез 270, глубина 133—138 мм; увел. в 64 раза.

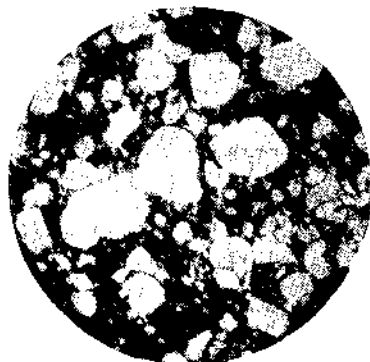


Рис. 2. Разрез 54, глубина 80—85 мм; увел. в 64 раза.

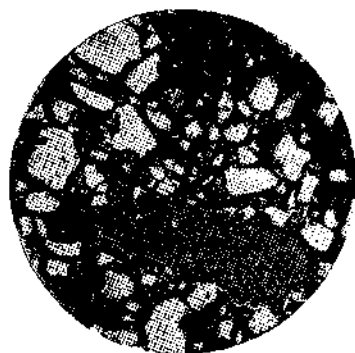


Рис. 3. Разрез 61, глубина 90—95 мм; увел. в 64 раза.

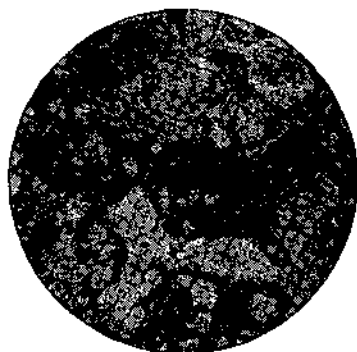


Рис. 4. Разрез 270, глубина 18—23 мм; увел. в 64 раза.

Некоторые зерна микроклина также окружены каймами аутигенного микроклина с иной оптической ориентировкой, чем сами зерна. Заметна пелитизация, ожелезнение и альбитизация калиевых полевых шпатов и серитизация плагиоклазов. Чешуйки обломочного биотита гидратизированы. В цементи-

рующей гидрослюдястой массе наблюдается новообразование гидромусковита. Таким образом под влиянием процессов почвообразования и выветривания происходит дальнейшее постепенное изменение как механического, так и химического состава минеральной почвенной толщи. Эти медленно протекающие процессы не могут вызвать существенных качественных ее из-

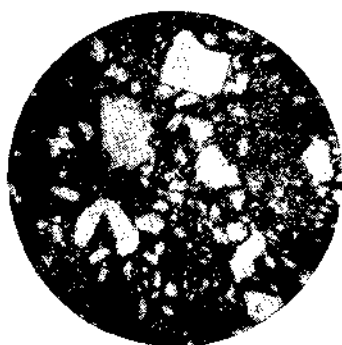


Рис. 5. Разрез 54, глубина 6—10 мм; увел. в 64 раза.

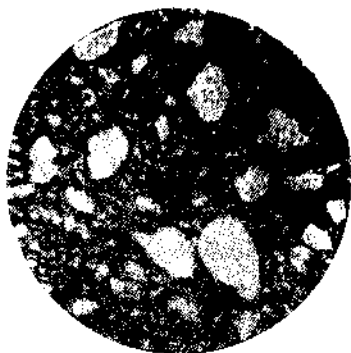


Рис. 6. Разрез 61, глубина 18—22 мм; увел. в 64 раза.

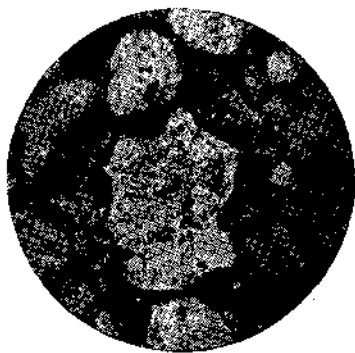


Рис. 7. Разрез 270, глубина 133—138 мм; увел. в 160 раз.

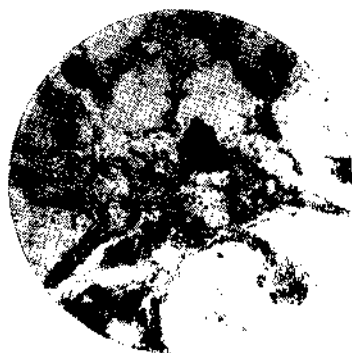


Рис. 8. Разрез 270, глубина 133—138 мм; увел. в 320 раз.

менений, однако содержание и характер распределения окислов в валовых анализах исследованных почв убедительно свидетельствует о заметном преобразующем их воздействии. Из данных таблицы 2 видно, что в верхних минеральных горизонтах почв происходит относительное накопление  $\text{SiO}_2$ , а в переходных к породе горизонтах накапливаются почти все другие окислы. О передвижении продуктов почвообразования из верх-

ней части профиля почвы вглубь можно судить и по четко ориентированным их скоплениям, обнаруживаемым в шлифах из подзолистого и переходного оподзоленного горизонтов.

Выносу подвержены частички глины и железистые соединения. Способствует этому, по-видимому, преимущественно кварцевый состав минеральной почвенной толщи, почти лишенной оснований. Среди рассматриваемых почв только в одной (разрез 54) СаО в породе содержится чуть более 1%. Относительно большее содержание кальция в этой породе обусловлено некоторым разнообразием ее минералогического состава. Наряду с калиевыми полевыми шпатами, представленными преимущественно решетчатым микроклинном в ней встречаются единичные зерна олигоклаз-андезита. Уже небольшая примесь этих зерен оказывает заметное влияние на химический состав почвы, а следовательно, и ее свойства. Судя по данным табл. 2, минералогический состав породы влияет на химический состав лесной подстилки: при большем содержании кальция в породе лесная подстилка богаче основаниями, в ней больше калия, но меньше фосфора и кремнезема. Обогащенное основаниями органическое вещество подстилки имеет более благоприятные условия для разложения органических остатков. В связи с этим увеличивается его зольность и уменьшается мощность самого горизонта, следовательно в целом — это ведет к более энергичному круговороту веществ почва — растение.

Однако отмеченные особенности минералогического состава почвообразующей породы не вносят существенных коренных изменений как в строение профиля почвы, так и в физико-химические ее свойства (табл. 3). Все эти почвы характеризуются высокой кислотностью и крайне малой насыщенностью. В профиле этих почв максимальные значения активной и обменной кислотности имеют гумусовые горизонты. Ниже рН несомненно повышается и таким сохраняется почти на всю глубину профиля. Вследствие малой буферности значения водного и солевого рН в этих почвах, особенно в верхних горизонтах, весьма близки. Обменная кислотность почв обусловлена главным образом Al.

Наиболее сильно выщелоченными и, следовательно, наименее насыщенными являются гумусовые горизонты почв. В шлифах органическое вещество гумусовых горизонтов представляется слабо минерализованной микроагрегированной массой, как бы распыленной среди минеральных частиц.

## ВЫВОДЫ

1. Почвы значительной части юго-запада Ленинградской области формируются на сильно выветренных, богатых кварцем, породах. Содержание кварца в минеральном составе об-

Физико-химические свойства почв

№ разреза	Глубина образца (см)	Генетические горизонты	Гумус %	Азот		pH		Обменная кислотность по Соколову, мг-экв			Гидролитическая кислотность (мг-экв)	Обменные основания (мг-экв)		Насыщенность основаниями (%)
				%		водный	солевой	H+	Al <sup>3+</sup>	H + Al		Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup>	Sa + Mg	
270	0-5	A <sub>0</sub>	80,05*	1,35	3,85	3,45	0,14	12,49	12,63	65,38	15,25	4,24	19,49	22
	8-13	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	1,19	0,04	4,43	3,80	0,06	1,38	1,44	3,47	0,78	0,15	0,93	14
	18-23	A <sub>2</sub>	0,37	Не определялся	4,35	4,15	0,04	0,99	1,03	3,50	0,77	0,15	0,92	20
34	35-40	A <sub>3</sub>	0,30	То же	4,85	4,25	0,03	0,86	0,89	3,59	1,08	0,31	1,39	28
	55-60	B	0,26	"	4,84	4,00	0,04	1,22	1,26	5,02	3,90	0,62	4,52	47
	80-85	B	0,21	"	5,03	3,96	0,08	0,43	0,51	3,23	4,51	0,78	5,29	62
	133-138	BC	0,18	"	5,50	4,35	0,07	0,08	0,15	Не определялась	5,37	1,16	6,53	Не определялась
	0-3	A <sub>0</sub>	75,23*	1,67	5,66	5,41	0,29	0,97	1,26	19,95	65,08	16,50	81,58	80
6-11	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	4,18	0,14	4,46	3,84	0,08	2,29	2,37	15,17	2,44	0,41	2,85	16	
16-20	A <sub>2</sub> B	0,98	0,04	4,70	4,26	0,02	0,87	0,89	Не определялась	1,93	0,08	2,01	Не определялась	
30-35	A <sub>2</sub> B	0,54	Не определялся	5,10	4,56	0,01	0,50	0,51	3,95	1,60	0,56	2,16	35	
61	50-55	A <sub>2</sub> B	0,22	То же	5,15	4,49	0,01	0,63	0,64	3,32	2,41	1,12	3,53	51
	85-90	B	0,16	"	5,70	4,35	0,01	0,09	0,10	2,06	4,84	2,25	7,09	77
	130-135	BC	0,15	"	5,71	4,65	0,01	0,04	0,05	Не определялась	5,80	2,09	7,89	Не определялась
	0-2	A <sub>0</sub>	64,50*	1,70	5,70	5,00	0,61	1,16	1,77	Не определялась	49,89	11,77	61,66	Не определялась
	3-8	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	3,65	0,15	5,10	4,00	0,05	1,42	1,47	12,56	2,12	0,98	3,10	29
10-15	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	2,48	0,06	5,50	4,50	0,02	0,85	0,87	8,31	2,03	0,40	2,43	22	
18-22	A <sub>2</sub> B	1,10	Не определялся	5,90	4,60	0,01	0,32	0,33	4,76	1,38	0,57	1,95	29	
25-30	A <sub>2</sub> B	0,82	То же	5,70	4,70	0,01	0,28	0,29	Не определялась	0,89	0,48	1,37	Не определялась	
40-45	A <sub>2</sub> B	0,34	"	5,90	4,80	0,01	0,20	0,21	2,42	0,81	0,24	1,05	30	
55-60	A <sub>2</sub> B	0,15	"	6,00	4,70	0,01	0,24	0,25	Не определялась	1,30	0,49	1,79	Не определялась	
90-100	B	Не определялся	"	6,10	4,20	0,01	0,39	0,40	2,34	2,93	1,38	4,31	64	

\* Потери при прокаливании.

ломочной части породы достигает 90—95%, 2—3% составляют полевые шпаты и примерно такое же количество единичных зерен обломков кварцита, решетчатого микроклина, роговой обманки, биотита, циркона, граната, гидрогематита.

2. Преобладание кварца в составе породы обуславливает малую емкость поглощения почв и глубокий вынос продуктов почвообразования. В связи с этим все почвы данной территории имеют мощный профиль с нечетко выраженными горизонтами.

3. Верхние горизонты почв, в отличие от пород, содержат больше обломочного материала и поэтому обладают меньшей связностью. В цементирующей массе этих горизонтов преобладает микроагрегированный кварц.

4. В результате процессов почвообразования и выветривания породы постепенно обогащаются гидрослюдистой массой и становятся более плотными.

### Литература

Афанасьева Е. А. и Роде А. А. Почвы Лужского района Ленинградской области. Тр. ВАСХНИЛ, в. 41/10, 1934.

Благовидов Н. Л. Почвы Ленинградской области. Тр. ЛОБИУАА ВАСХНИЛ, в. 46, 1937.

Горбунов Н. И. Минералогия и ее связь с почвоведением и агрохимией. «Почвоведение», № 2, 1970.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Геолого-разведывательного управл. ВСНХ СССР, в. 117, 1931.

Пестряков В. К. Изменение физических и химических свойств дерново-подзолистых почв Северо-Запада при их сельскохозяйственном использовании. Автореферат диссертации, 1969.

Соколов Н. Н. Геологическое строение и история развития рельефа Северо-Запада РСФСР. Сб. Сев.-Зап. РСФСР, Физико-географическое описание. Изд. АН СССР, 1949.

Хантулез А. А. Почвы Оредежской поймы. Сб. Почвы и их плодородие. Изд-во ЛГУ, 1960.

Шукевич М. М. Минералогический состав некоторых типов ледниковых отложений европейской части СССР и его изменение в процессах переотложения и почвообразования. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XXVIII, 1948.



## КРУГОВОРОТ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ И ПОЧВОЙ В СОСНЯКЕ И ЛИСТВЕННИЧНИКЕ НА КАРЕЛЬСКОМ ПЕРЕШЕЙКЕ \*

Одной из основных задач лесоводства является оптимальное использование лесного местообитания с целью получения максимально большой продукции. При этом неизменным условием обычно ставится сохранение защитных функций леса и условий для успешного воспроизводства и существования последующих поколений. Особенно большой интерес в этом плане представляет исследование круговорота элементов в высокопроизводительных лесных насаждениях, как естественных, так и искусственных, созданных руками человека. Исследование круговорота элементов в лесных культурах, доля которых в лесном фонде непрерывно увеличивается, поможет выработать рекомендации для наиболее успешного целенаправленного вмешательства человека в продукционный процесс.

### 1. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Круговорот элементов изучался нами на двух пробных площадях, расположенных на территории заповедника Линдуловская Роща на Карельском перешейке: в сосняке зеленомошно-черничном со вторым ярусом из ели, I—II класса бонитета и в лиственничнике кислично-разнотравном, I<sup>a</sup> класса бонитета. Сосняк представляет собой естественное лесное насаждение, лиственничник же создан в 1743 г. посадкой саженцами с близлежащего участка Линдуловской Рощи. Саженцы получены посевом семян из Архангельской области (Д. И. Толстолес, 1907). Сосняк с елью, зеленомошно-черничный — насаждение достаточно характерное и широко распространенное не только в условиях Карельского перешейка, но на северо-западе таежной зоны вообще. Лиственничник же является примером одного из наиболее раннего в России и наиболее успешного вмешательства человека в продукционный процесс путем создания искусственно лесного насаждения. Ценность изучения последнего объекта увеличивается тем, что в настоящее

\* Работа выполнена под руководством В. В. Пономаревой. Анализы зольного состава растительного материала сделаны А. И. Бирюковой.

время он находится в стадии интенсивного разрушения ветровалью.

Линдуловская Роща занимает край высокой ледниковой равнины, сильно изрезанный и дренированный долинами мелких ручьев, впадающих в р. Линдуловка. Равнина сложена морской, перекрытой местами водноледниковыми наносами различного механического состава. Обе пробные площади (нами использованы проба № 3 Д. И. Товстолеся и финская проба № 12) расположены в районе перекрытия морены водноледниковыми песчаными наносами, мощностью свыше 1,5 м.

Почвы на обеих пробных площадях относятся к подзолистому типу. По механическому составу песчаные (табл. 1), причем фракция мелкого песка (0,25—0,05 мм) составляет 70—90%. Реакция почв кислая. И в сосняке, и в лиственничнике исключительно низка емкость поглощения почв. Совершенно незначительно содержание обменных кальция и магния. Обменная кислотность (по Соколову), за исключением самых верхних горизонтов, почти нацело обусловлена алюминием.

Для почв и сосняка, и лиственничника характерно наличие под подстилкой подзолистого горизонта мощностью 2—3 см. Ниже оподзоленного серого гумусового горизонта находится второй горизонт  $A_2$ , очень неравномерный по мощности (от отдельных пятен до 20 см), и еще ниже — иллювиальный В. В пределах оподзоленного горизонта  $A_1$ , выделяется иллювиальный подгоризонт ( $AB_n$ ) аккумуляции фракции I фульвокислот и гуминовых кислот, а также частично  $I_a$  фракции фульвокислот преимущественно с железом. Способность железа закрепляться с ульминовыми кислотами в верхней части профиля отмечали как характерную особенность песчаных почв Карельского перешейка В. В. Пономарева и А. М. Мясникова (1957), Т. А. Рожнова (1963) и другие. Формирование нижнего иллювиального горизонта В, обязано закреплению в нем  $I_a$  фракции фульвокислот преимущественно с алюминием. Горизонт  $AB_n$ , в отличие, от  $B_1$ , не находит отражения в валовом составе почвы. Лишь некоторое сужение отношения  $Al_2O_3 : Fe_2O_3$  может свидетельствовать о его наличии. Но он хорошо проявляется в расширенном отношении C:N, в повышенной гидролитической и обменной (за счет алюминия) кислотности и в составе гумуса и связанных с ним полуторных окислов.

Почвы лиственничника отличаются от почв сосняка более рыхлой и маломощной подстилкой. Они менее кислы в верхней части профиля, сильнее насыщены основаниями и морфологически менее оподзолены, чем почвы сосняка. Сосновая пробная площадь расположена по рельефу несколько ниже лиственничника, и осенью и весной на ней может наблюдаться переувлажнение водами бокового подтока, поднимающимися до 40 см от поверхности.

Древостой на пробных площадях характеризуются следующими таксационными показателями:

Лиственничник	Лц	230 лет	$H = 40$ м	$D = 51,6$ см	запас	872 м <sup>3</sup> /га
	Е	140—180 лет	$H = 24$ м	$D = 32,1$ см	запас	93 м <sup>3</sup> /га
					Итого	965 м <sup>3</sup> /га
Сосняк	С	160—180 лет	$H = 29$ м	$D = 40,4$ см	запас	438 м <sup>3</sup> /га
	Е	100—130 лет	$H = 26$ м	$D = 36,2$ см	запас	92 м <sup>3</sup> /га
	Е	60—90 лет	$H = 10,5$ м	$D = 10,9$ см	запас	38 м <sup>3</sup> /га
					Итого	568 м <sup>3</sup> /га

Возобновления главной породы (сосны и лиственницы) не обнаружено. На лиственничной пробе присутствует подрост ели в количестве 3 тыс. экземпляров на 1 га. В сосняке количество елового подроста достигает 13 тыс. экземпляров на 1 га. Наличие елового подроста и второго яруса из ели в сосняке, присутствие ели в основном пологе, говорит о идущем процессе восстановления коренной для лесорастительных условий обеих пробных площадей формации — ельника зеленомошно-черничного. Однако в лиственничнике при этом имеется обильный подлесок из рябины и подрост березы (7,7 тыс. экземпляров на 1 га, высотой до 11 м), почти отсутствующие на сосновой пробной площади (2,0 тыс. экземпляров высотой менее 2 м). Еще более резки различия в составе напочвенного покрова. Напочвенный покров лиственничника характеризуется сложностью строения и функционирования, большим разнообразием в видовом отношении. Составляют его преимущественно травянистые растения с ежегодно отмирающей надземной частью (ветреница дубравная, кислица, лесное разнотравье, осока пальчатая, злаки). Напротив, напочвенный покров сосняка сравнительно прост и однообразен. Его составляют нижний ярус из зеленых мхов и верхний ярус с преобладанием черники.

Таким образом, рассматриваемые фитоценозы резко отличаются друг от друга по составу и строению слагающих их ярусов и, соответственно, характеру их функционирования. Несмотря на некоторые различия в условиях местообитания (основным является наличие кратковременного сезонного подтока почвенных вод на сосновой пробе), можно на основе анализа почвенных и геоботанических (А. А. Ниценко, 1959) данных с уверенностью сказать, что не они обусловили столь различный облик фитоценозов. Различия эти связаны прежде всего с биоэкологическими особенностями древесных пород — эдификаторов, сосны и лиственницы. Лиственница, по выражению А. А. Ниценко, отобрала, притянула из окружающей флоры виды, соответствующие характеру ее жизнедеятельности, сформировав достаточно необычное для данных природных условий растительное сообщество.

Данные химического анализа почв

Горизонт	Глубина (см)	pH водный	Обменные катионы (мг-экв/100 г)			C (%)	N (%)	C : N	Растворимые в 0,5 н H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (% к сухой массе)			Содержание частиц диаметром < 0,01 мм (%)	
			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	H <sup>+</sup>				Al <sup>3+</sup>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<b>Лиственничник</b>													
A <sub>0</sub>	0-3	4,80	25,25	9,50	3,34	0,19	36,21	1,26	28,7	0,88	0,27	0,02	—
A <sub>0</sub>	3-4	4,38	15,92	7,56	3,71	0,37	32,84	1,03	31,8	0,55	0,27	0,00	—
A <sub>2</sub>	4,5-6,5	4,25	1,17	0,43	0,13	1,05	2,25	0,11	21,0	0,05	0,22	0,03	6,05
A <sub>1</sub>	7-12	4,28	0,80	0,25	0,12	1,51	1,67	0,09	18,1	0,03	0,26	0,08	6,65
AB <sub>h</sub>	12-17	4,46	0,37	0,14	0,05	2,17	1,37	0,07	20,9	0,03	0,54	0,22	5,15
B <sub>1</sub>	17-25	4,05	0,18	0,05	0,02	0,58	1,15	0,07	16,9	0,04	0,43	0,68	5,60
B <sub>1</sub>	25-34	4,88	0,10	0,04	0,02	0,26	0,69	0,04	16,4	0,04	0,62	1,38	3,15
B <sub>2</sub>	35-44	4,92	0,11	0,03	0,02	0,19	0,38	0,02	16,7	0,06	0,52	1,13	2,35
BC	44-52	5,20	0,09	0,03	0,02	0,15	0,22	0,01	16,8	0,06	0,20	0,65	1,60
BC	52-60	5,24	0,08	0,03	0,02	0,15	0,18	0,01	16,6	0,07	0,19	0,51	1,50
C	60-70	5,35	0,08	0,03	0,02	0,15	0,12	0,01	17,8	0,06	0,24	0,35	1,50
C	90-100	5,27	0,07	0,02	0,01	0,16	0,11	0,01	12,2	0,07	0,23	0,39	1,70
<b>Сосняк</b>													
A <sub>0</sub>	0-3	3,98	12,43	1,55	3,98	3,61	47,19	1,21	39,1	0,50	0,36	0,09	—
A <sub>0</sub>	3-7	3,81	13,40	1,54	5,65	4,35	46,96	1,19	39,6	0,47	0,45	0,04	—
A <sub>2</sub>	7-9	3,84	0,51	0,04	0,35	1,33	1,73	0,07	23,2	0,03	0,16	0,02	4,00
AB <sub>h</sub>	9-13	4,02	0,23	0,04	0,32	2,93	2,45	0,10	24,6	0,05	0,52	0,24	4,75
A <sub>1</sub>	13-22	4,62	0,06	0,01	0,02	1,00	1,28	0,06	22,4	0,02	0,34	0,75	4,60
B	22-30	4,64	0,03	0,03	0,01	0,28	0,50	0,03	17,7	0,02	0,48	1,24	2,75
B	30-40	4,80	0,04	0,02	0,01	0,16	0,37	0,02	17,4	0,03	0,34	0,95	2,70
B	40-50	4,87	0,04	0,02	0,01	0,13	0,24	0,01	18,0	0,03	0,30	0,75	1,90
BC	50-60	5,10	0,07	0,02	0,01	0,10	0,19	0,01	18,6	0,03	0,30	0,62	1,75
BC	60-70	5,62	0,10	0,06	0,00	0,07	0,15	0,01	18,1	0,07	0,22	0,41	0,95
BC	90-100	5,65	0,10	0,03	0,00	0,11	0,16	0,01	18,0	0,03	0,19	0,57	0,90

## 2. ЗОЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И АЗОТ В ФИТОМАССЕ

В табл. 2 и 3 приведены данные зольного состава растений и их частей, слагающих фитомассу. При сопоставлении данных обращают на себя внимание различия в зольном составе хвои пород — эдификаторов — сосны и лиственницы. Сумма зольных элементов и азота в хвое лиственницы более чем в два раза превышает содержание зольных элементов в хвое сосны. В лиственничной хвое содержится значительно больше кремния, кальция, калия, серы, фосфора и других элементов. Исключительно богата хвоя лиственницы азотом. Его содержание здесь составляет 3,17% и более чем в два раза превышает содержание азота в хвое сосны (1,47%). Азота в хвое лиственницы содержится больше, чем в хвое и листьях основных лесобразующих пород таежной зоны, зоны смешанных и широколиственных лесов, больше, чем в большинстве травянистых растений напочвенного покрова в этих лесах (из сравнения с данными Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич, 1965). Не каждое бобовое растение имеет такое высокое содержание азота.

Различия в зольном составе растений напочвенного покрова сосняка и лиственничника такого же порядка. Кислица, ветреница и другие травянистые растения, произрастающие под пологом лиственничного насаждения, отличаются более высоким содержанием азота, фосфора, кальция и особенно калия, чем зеленые мхи и черника, произрастающие в сосняке.

Напротив, древесина лиственницы, особенно ее ядровая часть, отличается от древесины сосны меньшей зольностью. Сумма зольных элементов в ядровой древесине лиственницы Линдуловской Рощи, составляет 0,09% на сухое вещество. Она ниже, чем в древесине всех других пород, в том числе и лиственницы, приведенных в работе Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич (Зольный анализ проводили по методике В. М. Калужской, 1959. На озоление древесины брали навеску 250 г).

Зольный состав ели на обеих пробных площадях различается незначительно.

Определение фитомассы на пробных площадях проводилось нами в соответствии с методическими указаниями Н. П. Ремезова, Л. Е. Родина, Н. И. Базилевич (1963). Некоторые коррективы внесены путем использования методики Института леса и древесины СО АН СССР (в частности, в учете подраста и подлеска) и методики А. Я. Орлова (1967) в учете массы корней. Сосушие корни деревьев и корни трав нами не учитывались.

Общая фитомасса лиственничника, составляющая 5761,5 ц/га, значительно превосходит фитомассу сосняка 3151,3 ц/га (табл. 4). На долю подземной фитомассы (без учета сосущих корней деревьев и корней трав) приходится 17%. Надземная часть фитомассы представлена в основном стволовой древеси-

Зольный состав растений в лиственничнике  
(в % на абсолютно сухое вещество)

Растение и его часть	K	Ca	Mg	Mn	Na	Fe	Al	Si	S	P	N	Сумма без N	Сумма с N
Лиственница, хвоя . . . . .	1,02	0,57	0,22	0,082	0,021	0,011	0,045	0,639	0,125	0,198	3,17	2,93	6,10
Лиственница, ветви тоньше 1 см	0,39	0,36	0,07	0,080	0,009	0,022	0,019	0,061	0,035	0,072	0,51	1,12	1,63
Лиственница, ветви толще 1 см.	0,14	0,33	0,07	0,075	0,007	0,009	0,016	0,027	0,012	0,027	0,26	0,72	0,98
Лиственница, древесина заболонь.	0,06	0,04	0,015	0,011	0,002	0,0005	0,006	0,004	0,006	0,008	0,10	0,15	0,25
Лиственница, древесина ядро . .	0,02	0,04	0,01	0,004	0,002	0,0003	0,002	0,003	0,003	0,0005	0,06	0,09	0,15
Лиственница, кора . . . . .	0,03	0,49	0,06	0,023	0,007	0,002	0,022	0,017	0,041	0,031	0,23	0,72	0,95
Лиственница, шишки . . . . .	0,15	0,10	0,03	0,013	0,004	0,012	0,028	0,030	0,022	0,033	0,32	0,42	0,74
Лиственница, корни толще 2,5 см	0,05	0,14	0,03	0,011	0,007	0,001	0,021	0,006	0,012	0,012	0,17	0,29	0,46
Лиственница, корни 0,25—2,5 см	0,23	0,16	0,08	0,043	0,007	0,006	0,096	0,015	0,048	0,052	0,65	0,74	1,39
Ель, хвоя 1-летняя . . . . .	0,88	0,30	0,10	0,093	0,013	0,006	0,038	0,248	0,093	0,180	1,13	1,96	3,09
Ель, хвоя старая . . . . .	0,41	0,77	0,16	0,178	0,015	0,007	0,061	0,677	0,106	0,142	1,07	2,52	3,59
Ель, ветви тоньше 1 см . . . . .	0,20	0,47	0,07	0,062	0,023	0,040	0,067	0,108	0,033	0,062	0,55	1,13	1,68
Ель, ветви толще 1 см . . . . .	0,05	0,77	0,06	0,048	0,022	0,004	0,035	0,019	0,013	0,015	0,29	1,04	1,33
Ель, древесина . . . . .	0,04	0,09	0,01	0,010	0,003	0,001	0,005	0,003	0,004	0,002	0,08	0,17	0,25
Ель, кора . . . . .	0,15	1,44	0,07	0,062	0,019	0,005	0,031	0,631	0,037	0,027	0,35	1,87	2,20
Ель, корни толще 2,5 см . . . . .	0,12	0,40	0,03	0,018	0,013	0,001	0,014	0,012	0,013	0,018	0,33	0,64	0,97
Ель, корни 0,25—2,5 см	0,16	0,37	0,05	0,049	0,010	0,013	0,080	0,028	0,019	0,044	0,57	0,83	1,40
Корни древельные (0,05)—0,25 см	3,34	0,30	0,06	0,050	0,010	0,087	0,341	0,129	0,045	0,085	0,68	1,31	1,99
Ветреница дубравная . . . . .	3,20	0,82	0,26	0,096	0,042	0,013	0,043	0,072	0,320	0,262	3,33	5,26	8,59
Кислица обыкновенная . . . . .	3,66	1,37	0,28	0,095	0,024	0,020	0,040	0,146	0,279	0,326	2,93	6,24	9,17
Остальная напочвенный покров .	3,33	0,88	0,21	0,104	0,028	0,041	0,043	1,271	0,153	0,141	0,89	6,20	7,09
Назловьяные лишайники . . . . .	0,31	0,43	0,05	0,045	0,030	0,283	0,269	0,621	0,014	0,146	1,39	2,20	3,59

Зольный состав растений в сосняке  
(в % на абсолютно сухое вещество)

Растение и его часть	K	Ca	Mg	Mn	Na	Fe	Al	Si	S	P	N	Сумма без N	Сумма с N
Сосна, хвоя 1-летняя . . . . .	0,63	0,27	0,09	0,039	0,008	0,009	0,029	0,045	0,070	0,154	1,47	1,34	2,81
Сосна, хвоя старая . . . . .	0,56	0,29	0,13	0,069	0,012	0,010	0,029	0,049	0,067	0,146	1,45	1,36	2,81
Сосна, ветви толщиной 1 см . . . . .	0,28	0,20	0,04	0,028	0,009	0,019	0,040	0,027	0,032	0,053	0,64	0,73	1,37
Сосна, ветви толщиной 1 см . . . . .	0,12	0,14	0,04	0,018	0,004	0,003	0,015	0,022	0,015	0,019	0,07	0,39	0,46
Сосна, древесина заболонь . . . . .	0,06	0,07	0,02	0,009	0,002	0,0006	0,004	0,002	0,001	0,007	0,09	0,17	0,26
Сосна, древесина ядро . . . . .	0,05	0,10	0,04	0,015	0,003	0,001	0,007	0,004	0,0006	0,0002	0,06	0,22	0,28
Сосна, кора . . . . .	0,04	0,43	0,02	0,010	0,007	0,002	0,013	0,007	0,016	0,006	0,11	0,55	0,66
Сосна, корни толщиной 2,5 см . . . . .	0,11	0,08	0,04	0,009	0,004	0,001	0,016	0,004	0,018	0,009	0,08	0,29	0,37
Сосна, корни 0,25—2,5 см . . . . .	0,26	0,14	0,06	0,021	0,006	0,005	0,085	0,012	0,048	0,049	0,29	0,69	0,98
Ель, хвоя 1-летняя . . . . .	0,68	0,22	0,07	0,052	0,009	0,005	0,026	0,201	0,039	0,143	1,03	1,47	2,50
Ель, хвоя старая . . . . .	0,60	0,53	0,05	0,078	0,008	0,005	0,040	0,582	0,067	0,138	0,80	2,11	3,00
Ель, ветви толщиной 1 см . . . . .	0,23	0,45	0,02	0,040	0,020	0,026	0,047	0,032	0,031	0,059	0,49	0,97	1,46
Ель, ветви толщиной 1 см . . . . .	0,08	0,57	0,09	0,040	0,019	0,004	0,030	0,017	0,010	0,015	0,25	0,87	1,12
Ель, древесина . . . . .	0,05	0,10	0,015	0,013	0,003	0,0004	0,007	0,003	0,004	0,002	0,06	0,20	0,26
Ель, кора . . . . .	0,15	1,45	0,08	0,076	0,021	0,005	0,030	0,023	0,056	0,027	0,38	1,92	2,30
Ель, корни толщиной 2,5 см . . . . .	0,15	0,44	0,06	0,023	0,015	0,001	0,016	0,007	0,011	0,019	0,22	0,75	0,97
Ель, корни 0,25—2,5 см . . . . .	0,37	0,32	0,06	0,024	0,011	0,003	0,033	0,015	0,022	0,062	0,45	0,92	1,37
Корни древесн. (0,05)—0,25 см . . . . .	0,23	0,29	0,05	0,026	0,006	0,037	0,335	0,071	0,062	0,085	0,50	1,22	1,72
Зеленые мхи . . . . .	1,02	0,36	0,09	0,035	0,035	0,122	0,072	0,260	0,141	0,191	1,69	2,33	4,02
Черника листья . . . . .	0,93	1,19	0,27	0,556	0,026	0,013	0,075	0,087	0,235	0,114	1,47	3,50	4,97
Черника стебли . . . . .	0,42	0,38	0,06	0,172	0,009	0,007	0,031	0,021	0,087	0,088	0,76	1,29	2,05
Луговик извилистый . . . . .	1,72	0,21	0,06	0,054	0,018	0,016	0,034	0,557	0,067	0,147	1,08	2,89	3,97

Содержание химических элементов

Растение и его часть	Фито- масса (г/га)	К	Са	Mg	Mn
Листве					
Лиственница, хвоя . . . . .	12,7	12,93	7,26	2,82	1,04
Ель, хвоя . . . . .	52,5	23,03	38,61	8,15	9,04
Рябина, листья . . . . .	2,9	4,41	3,46	1,15	0,30
Напочвенный покров . . . . .	6,9	20,58	6,03	1,46	0,73
Зеленые части . . . . .	75,0	60,95	55,36	13,58	11,11
Лиственница, ветви . . . . .	209,7	39,40	70,93	14,77	16,00
Ель, ветви . . . . .	169,3	18,10	111,82	10,78	8,98
Рябина, ветви . . . . .	51,9	8,80	16,21	2,85	0,90
Ветви . . . . .	430,8	66,30	198,96	28,41	25,88
Лиственница, древесина . . . . .	3445,2	97,04	148,03	38,55	18,34
Ель, древесина . . . . .	310,8	12,12	28,47	3,08	3,14
Лиственница, кора . . . . .	482,3	15,67	237,63	27,93	11,33
Ель, кора . . . . .	37,3	5,52	53,73	2,74	2,32
Стволовая масса . . . . .	4275,6	130,35	467,96	72,30	35,13
Надземная фитомасса . . . . .	4781,5	257,60	722,18	114,28	72,12
Подземная фитомасса . . . . .	980,0	55,88	146,61	24,64	13,10
Общая фитомасса . . . . .	5761,5	313,48	868,79	138,92	85,22
Сос					
Сосна, хвоя . . . . .	16,7	9,84	4,71	1,92	0,95
Ель, хвоя . . . . .	56,2	34,22	28,29	3,13	4,24
Рябина, листья . . . . .	0,05	0,08	0,06	0,02	0,005
Напочвенный покров . . . . .	20,3	15,16	9,32	2,05	3,83
Зеленые части . . . . .	93,2	59,30	42,38	7,12	9,03
Сосна, ветви . . . . .	129,7	19,91	19,63	5,55	2,64
Ель, ветви . . . . .	180,0	24,30	94,20	11,37	7,19
Рябина, ветви . . . . .	0,3	0,09	0,14	0,03	0,01
Ветви . . . . .	310,0	44,30	113,97	16,95	9,84
Сосна, древесина . . . . .	1653,9	86,53	147,45	50,84	21,10
Ель, древесина . . . . .	423,4	21,26	43,36	6,39	5,38
Сосна, кора . . . . .	86,0	3,48	36,80	1,91	0,84
Ель, кора . . . . .	50,8	7,60	73,69	4,13	3,86
Стволовая масса . . . . .	2214,1	118,87	301,30	63,27	31,18
Надземная фитомасса . . . . .	2617,3	222,47	457,65	87,34	50,05
Подземная фитомасса . . . . .	534,0	70,17	97,92	21,85	8,69
Общая фитомасса . . . . .	3151,3	292,64	555,57	109,19	58,74



Таблица 4

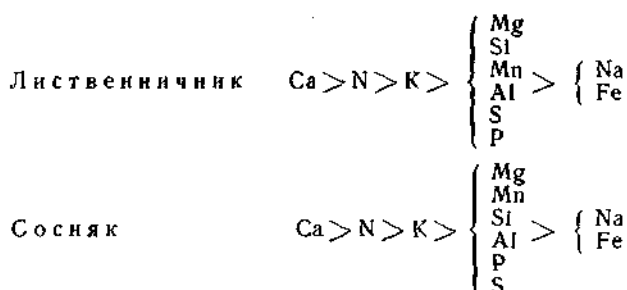
в фитомассе (кг/га)

Na	Fe	Al	Si	S	P	N	Сумма без N	Сумма с N
<b>НИЧНИК</b>								
0,27	0,14	0,57	8,12	1,58	2,52	40,20	37,25	77,45
0,80	0,38	3,10	34,02	5,53	7,55	56,52	130,21	186,73
0,09	0,06	0,23	0,21	0,24	0,62	4,59	10,77	15,36
0,21	0,25	0,31	4,75	1,38	1,34	12,04	37,04	49,08
1,37	0,83	4,21	47,10	8,73	12,03	113,35	215,27	328,62
1,55	2,44	3,46	7,00	3,39	7,42	63,85	166,36	230,21
3,77	2,87	7,95	8,71	3,36	5,44	65,30	181,78	247,08
0,49	0,11	0,49	0,99	1,61	1,44	11,45	33,89	45,34
5,80	5,42	11,90	16,70	8,36	14,30	140,60	382,03	522,63
8,55	1,16	9,13	10,49	11,11	6,44	223,30	348,84	572,14
0,96	0,25	1,58	0,75	1,91	0,71	23,62	52,37	75,99
3,23	0,96	10,47	8,30	19,78	14,90	109,00	350,20	459,20
0,70	0,19	1,16	1,14	1,37	1,02	12,31	69,89	82,20
13,44	2,56	22,34	20,68	33,57	23,07	368,23	821,30	1189,53
20,61	8,81	38,45	84,48	50,66	49,40	692,18	1418,60	2040,78
5,08	4,28	26,69	10,41	12,17	13,04	170,67	311,90	482,57
25,69	13,09	65,14	94,89	62,44	62,44	792,85	1730,50	2523,35
<b>НЯК</b>								
0,18	0,16	0,48	0,78	1,14	2,49	24,31	22,65	46,96
0,45	0,29	2,14	30,59	3,73	7,81	51,05	114,89	165,94
0,002	0,001	0,004	0,004	0,004	0,01	0,08	0,19	0,27
0,32	0,48	0,87	2,77	2,24	2,31	20,64	39,35	59,99
0,95	0,93	3,49	34,14	7,12	12,62	96,08	177,08	273,16
0,70	0,89	2,71	2,96	2,41	3,49	26,10	60,89	86,99
3,50	2,36	6,64	5,47	3,30	5,77	61,52	164,10	225,62
0,01	0,001	0,01	0,01	0,02	0,02	0,14	0,33	0,47
4,21	3,25	9,36	8,44	5,72	9,28	87,76	225,32	313,08
4,64	1,19	10,19	4,66	1,06	4,50	113,79	332,16	445,95
1,31	0,17	2,92	2,03	1,61	0,76	23,71	85,19	108,90
0,60	0,17	1,08	0,58	1,39	0,50	9,80	47,35	57,15
1,05	0,23	1,53	1,19	2,84	1,39	19,10	97,51	116,61
7,60	1,76	15,72	8,46	6,90	7,15	166,40	562,21	728,61
12,76	5,94	28,57	51,04	19,74	29,05	350,24	964,61	1314,85
3,16	2,54	20,31	5,33	8,36	10,79	90,46	249,12	339,58
15,92	8,48	48,88	56,37	28,10	39,84	440,70	1213,73	1654,43

ной. Стволовая масса (древесина и кора) у сосны составляет 92,3% от древесной фитомассы, у лиственницы она еще выше — 94,6%, а у ели разного возраста составляет 60—70%. Стволовая масса в лиственничнике в два раза превосходит стволовую массу в сосняке.

Значительно меньше различия между пробными площадями в фитомассе ветвей (куда включен и подрост) за счет большего участия ели в древостое сосняка. Масса же зеленых частей в сосняке (хвоя, листва и напочвенный покров) превосходит массу зеленых частей лиственничника. Причем массы хвои и листьев на обеих пробных площадях почти равны 63 ц/га в сосняке и 68 ц/га в лиственничнике. Различия же в фитомассе зеленых частей обусловлены значительным весом черники, главным образом ее стеблей, на пробной площади в сосняке.

В соответствии с гораздо более значительной общей фитомассой искусственного лиственничного насаждения оно накопило в себе значительно больше зольных элементов и азота, чем естественный сосняк с елью. Относительное содержание элементов в общей фитомассе сосняка и лиственничника может быть представлено следующими рядами:



Различия в этих рядах, показывающих порядок содержания элементов, незначительны. На первом месте по запасу в фитомассе и сосняка, и лиственничника находится кальций. По данным Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич в сосняках обычно над кальцием преобладает азот. Обратное соотношение в нашем высоковозрастном насаждении объясняется большой долей стволовой древесины в общей фитомассе и значительным участием ели в древостое. В древесине же кальция содержится почти в 2 раза больше чем азота. Содержание кальция заметно превышает содержание азота и в ветвях ели (во фракцию ветвей включен и многочисленный на данной пробе еловый подрост). Обращает внимание относительно высокое содержание марганца в фитомассе на той и другой пробе. Очень мало данные фитоценозы удерживают в себе железа и натрия. Лишь в золе зеленых мхов и мелких корней содержание же-

леза достигает ощутимых величин. В фитомассе сосняка невелико содержание серы.

Несмотря на то, что в фитомассе лиственничника удерживается значительно больше, чем в сосняке, зольных элементов и азота, количество их, приходящееся на единицу веса фитомассы, в лиственничнике ниже. Содержание зольных элементов и азота в надземной части фитомассы лиственничника составляет 0,427%, а сосняка — 0,504%. Можно сказать, таким образом, что лиственничное насаждение более экономно расходует зольные элементы и азот на построение своей фитомассы. И происходит это прежде всего за счет исключительно низкой зольности древесины лиственницы. (Данный вывод относится прежде всего к содержанию в фитомассе зольных элементов. Относительные содержания азота в сосняке и лиственничнике почти равны).

### 3. ПРИРОСТ И ОПАД

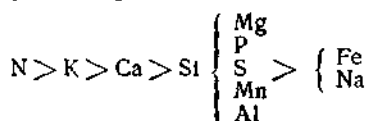
Биологический круговорот элементов изучался нами в годичном цикле потребления их приростом и возвращения на поверхность почвы с опадом. Масса прироста древесины определялась нами через объемные показатели, полученные таксационными методами. Прирост ветвей определен путем анализа хода роста отдельных веток. Прирост шишек и коры принят равным их годичному опадку.

Для сбора древесного опада на каждой пробной площади было установлено по 10 опадоловителей размером  $1 \times 1$  м. Ниже приводятся средние данные количества опада из двух лет наблюдений. Данные по количеству опада приведены без учета опада деревьев. Получить достаточно надежные данные по опадку за непродолжительный срок наблюдений невозможно, в круговороте же зольных элементов отпад, в нашем случае, существенной роли не играет, ибо с пробных площадей регулярно убирается. Опад и прирост черники, исходя из средней продолжительности жизни ее отдельного куста 9 лет (И. Г. Серебряков, М. Б. Чернышева, 1955) приняты равными  $\frac{1}{9}$  от ее общей массы без листьев. Опад мхов принят равным приросту их и рассчитан условно в размере 22% от массы (В. И. Левина, 1960).

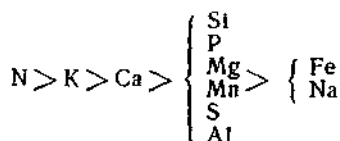
Зольный состав опада, определенный из проб свежеспавшего, невыщелоченного дождями материала, приведен в табл. 5. При анализе данных этой таблицы обращает внимание отличие зольного состава фракции коры и трудно идентифицируемых примесей (также в основном состоящих из мелких кусочков коры) от зольного состава коры, взятой непосредственно с дерева (см. табл. 2 и 3). Во фракции опада содержится в несколько десятков раз больше железа, в несколько раз больше калия, кремния, алюминия. Особенно удивляет высокое содер-

жание железа, — выше, чем в любом растении или его органе, формирующем опад. Загрязнение минеральными частицами данной фракции опада, судя по величине нерастворимого остатка, незначительно, хотя и больше, чем в других фракциях. Это загадочное обстоятельство заставило нас более тщательно проанализировать состав опада и мелких неидентифицированных примесей в нем. Оказалось, что в примесях значительная доля принадлежит остаткам наствольных лишайников. Масса их нами не определена, но проведенный анализ зольного состава лишайников позволил объяснить особенности химического состава фракции «кора, примеси» в опаде. Зола наствольных лишайников отличается исключительно высоким содержанием железа (0,283% на сухое вещество). В ней значительно больше содержится также калия, кремния, алюминия, чем в золе коры.

В табл. 6 и 7 представлены данные массы прироста и опада и запаса зольных элементов и азота в ней. Порядок содержания элементов в фитомассе прироста лиственничника может быть выражен следующим рядом:

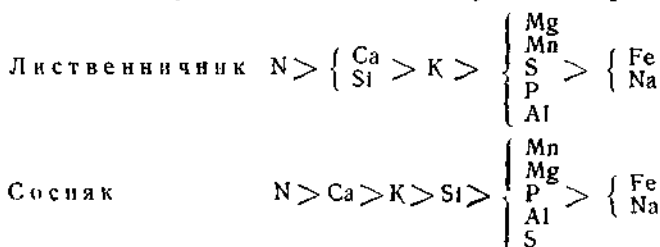


Содержание элементов в приросте сосняка убывает в следующем порядке:



Распределение химических элементов в приросте характеризуется увеличением, по сравнению со всей фитомассой, относительного участия элементов-органогенов азота, калия, фосфора. В приросте лиственничника высока относительная роль кремния за счет высокого содержания этого элемента в хвое лиственницы.

В ежегодно возвращаемой с опадом части фитомассы химические элементы располагаются в следующем порядке:



Зольный состав опада и подстилки  
(в % на абсолютно сухое вещество)

Фракция опада	K	Ca	Mg	Mn	Na	Fe	Al	Si	S	P	N	Сумма	
												с N	
<b>Лиственничник</b>													
Хвоя лиственницы . . . . .	0,15	0,89	0,33	0,181	0,021	0,025	0,063	1,231	0,096	0,047	0,61	3,03	3,64
Хвоя ели, листья рябины . . . . .	0,36	0,90	0,19	0,170	0,030	0,021	0,076	0,670	0,061	0,100	0,89	2,58	3,47
Ветви тонкие . . . . .	0,12	0,36	0,03	0,059	0,006	0,066	0,089	0,101	0,023	0,061	0,63	0,92	1,55
Кора, примеси . . . . .	0,17	0,43	0,08	0,037	0,012	0,107	0,093	0,245	0,072	0,097	0,30	1,34	1,64
Опад в целом . . . . .	0,17	0,64	0,19	0,145	0,016	0,041	0,068	0,664	0,064	0,060	0,59	2,04	2,63
Подстилка . . . . .	0,13	0,83	0,09	0,193	0,023	0,292	0,353	1,536	0,143	0,147	0,98	3,79	4,77
<b>Сосняк</b>													
Хвоя сосны . . . . .	0,12	0,40	0,11	0,090	0,013	0,018	0,062	0,089	0,031	0,037	0,41	0,97	1,38
Хвоя ели . . . . .	0,32	0,77	0,10	0,101	0,029	0,012	0,057	1,129	0,068	0,094	0,78	2,69	3,47
Ветви тонкие . . . . .	0,10	0,31	0,02	0,025	0,005	0,063	0,091	0,108	0,025	0,055	0,58	0,81	1,39
Кора, примеси . . . . .	0,11	0,42	0,06	0,025	0,019	0,098	0,090	0,195	0,050	0,064	0,68	1,14	1,82
Опад в целом . . . . .	0,15	0,45	0,08	0,070	0,016	0,037	0,071	0,286	0,042	0,054	0,55	1,25	1,80
Подстилка . . . . .	0,10	0,45	0,04	0,034	0,014	0,186	0,214	0,819	0,098	0,100	1,28	2,05	3,33

Примечание: Зольный состав опада в целом (древесной его части, без учета опада напочвенного покрова и опада стволов) найден расчетным путем из суммарного содержания элемента в опаде по фракциям и общей массы опада.

Содержание химических элементов в приросте (кг/га)

Таблица 6

Растение и его часть	Масса прироста (кг/га)	К	Са	Mg	Mn	Na	Fe	Al	Si	S	P	N	Сумма	
													без N	с N
Лиственничник														
Лиственница, хвоя	12,69	12,93	7,26	2,82	1,04	0,27	0,14	0,57	8,12	1,58	2,52	40,20	37,25	77,45
Ель, хвоя	3,43	3,02	1,04	0,35	0,32	0,05	0,02	0,13	0,85	0,32	0,62	3,89	6,72	10,61
Рябина, листья	2,88	4,41	3,46	1,15	0,30	0,09	0,06	0,23	0,21	0,24	0,62	4,59	10,77	15,36
Налочный покров	6,08	19,98	5,72	1,39	0,64	0,18	0,20	0,27	4,62	1,29	1,22	11,00	35,51	46,51
Итого зеленые части	25,08	40,34	17,48	5,71	2,30	0,59	0,42	1,20	13,80	3,43	4,98	59,68	90,25	149,93
Лиственница, ветви	11,74	2,21	3,98	0,83	0,90	0,09	0,14	0,19	0,39	0,19	0,42	3,58	9,34	12,92
Ель, ветви	5,48	0,58	3,62	0,35	0,29	0,12	0,09	0,26	0,28	0,11	0,18	2,11	5,88	7,99
Рябина, ветви	1,94	0,27	0,53	0,09	0,03	0,02	0,00	0,01	0,03	0,04	0,04	0,32	1,06	1,38
Шишки	2,92	0,44	0,29	0,08	0,04	0,01	8,04	0,08	0,09	0,06	0,10	0,93	1,23	2,16
Итого ветви и шишки	22,08	3,50	8,42	1,35	1,26	0,24	0,27	0,54	0,79	0,40	0,74	6,94	17,51	24,45
Лиственница, древесина	22,02	1,28	0,91	0,32	0,25	0,05	0,01	0,13	0,09	0,12	0,17	2,27	3,33	5,60
Ель, древесина	4,22	0,16	0,39	0,04	0,04	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,32	0,70	1,02
Кора и настольные лишайники	4,89	0,83	2,08	0,39	0,18	0,06	0,52	0,46	1,20	0,35	0,47	1,45	6,54	7,99
Итого стволевой прирост	31,13	2,27	3,38	0,75	0,47	0,12	0,53	0,61	1,30	0,49	0,65	4,04	10,57	14,61
Суммарный прирост	78,29	46,11	29,28	7,81	4,03	0,95	1,22	2,35	15,89	4,32	6,37	70,66	118,33	188,99
Сосняк														
Сосна, хвоя	6,78	4,28	1,84	0,61	0,26	0,06	0,06	0,20	0,30	0,48	1,05	9,94	9,14	19,08
Ель, хвоя	5,49	3,73	1,22	0,41	0,29	0,05	0,03	0,14	1,10	0,32	0,79	5,67	8,08	13,75
Рябина, листья	0,05	0,08	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,08	0,20	0,28
Налочный покров	7,49	8,62	4,53	1,02	1,90	0,15	0,16	0,39	2,02	1,02	0,97	9,06	20,78	29,84
Итого зеленых частей	19,81	16,71	7,65	2,06	2,46	0,26	0,25	0,73	3,43	1,83	2,82	24,75	38,20	62,95
Сосна, ветви	5,43	0,85	0,83	0,23	0,11	0,03	0,04	0,12	0,13	0,10	0,15	1,17	2,59	3,76
Ель, ветви	6,14	0,87	3,17	0,37	0,24	0,12	0,09	0,23	0,20	0,12	0,21	2,17	5,62	7,79
Рябина, ветви	0,04	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,06
Шишки	0,56	0,15	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,20	0,27	0,47
Итого ветви и шишки	12,17	1,88	4,03	0,65	0,36	0,15	0,13	0,38	0,33	0,23	0,38	3,56	8,52	12,08
Сосна, древесина	12,07	0,70	0,79	0,27	0,11	0,03	0,01	0,05	0,02	0,01	0,08	1,06	2,07	3,13
Ель, древесина	6,97	0,35	0,71	0,11	0,09	0,02	0,00	0,05	0,03	0,03	0,01	0,39	1,40	1,79
Кора и настольные лишайники	4,39	0,49	1,87	0,24	0,12	0,08	0,43	0,39	0,86	0,26	0,28	3,00	5,02	8,02
Итого стволевой прирост	23,43	1,54	3,37	0,62	0,32	0,13	0,44	0,49	0,91	0,30	0,37	4,45	8,49	12,94
Суммарный прирост	55,41	20,13	15,05	3,32	3,14	0,54	0,82	1,60	4,67	2,36	3,57	32,71	55,20	87,91

Содержание химических элементов в опаде (кг/га)

Растение и его части	Масса опада, (t/га)	K	Ca	Mg	Mn	Na	Fe	Al	Si	S	P	N	Сумма без N	Сумма с N
<b>Листопадничник</b>														
Листопадничник, хвоя	17,03	2,56	15,18	5,63	3,08	0,35	0,43	1,07	20,96	1,64	0,79	10,30	51,69	61,99
Хвоя ели, листья рябины	5,02	1,80	4,54	0,93	0,86	0,15	0,11	0,38	3,36	0,31	0,50	5,65	12,94	18,59
Напочвенный покров	6,08	19,98	5,72	1,39	0,64	0,18	0,20	0,27	4,02	1,29	1,22	11,00	35,51	46,51
Итого зеленые части	28,13	24,34	25,44	7,95	4,58	0,68	0,74	1,72	28,94	3,24	2,51	26,95	100,14	127,09
Ветви тонкие	7,52	0,87	2,70	0,26	0,45	0,05	0,50	0,67	0,76	0,17	0,46	4,74	6,89	11,63
Ветви толстые	2,44	0,35	0,81	0,17	0,18	0,02	0,02	0,04	0,07	0,03	0,07	0,63	1,76	2,39
Шишки	2,92	0,44	0,29	0,08	0,04	0,01	0,04	0,08	0,09	0,06	0,10	0,93	1,23	2,16
Кора, примеси	4,89	0,83	2,08	0,39	0,18	0,06	0,52	0,46	1,20	0,35	0,47	1,45	6,54	7,99
Итого древесные части	17,77	2,49	5,88	0,90	0,85	0,14	1,08	1,25	2,12	0,61	1,10	7,75	16,42	24,17
Итого древесный опад	39,82	6,85	25,60	7,46	4,79	0,64	1,62	2,70	26,44	2,56	2,39	23,70	81,05	104,75
Суммарный опад	45,90	26,83	31,32	8,85	5,43	0,82	1,82	2,97	31,06	3,85	3,61	34,70	116,56	151,26
<b>Сосняк</b>														
Сосна, хвоя	11,30	1,34	4,54	1,20	1,01	0,15	0,20	0,70	1,01	0,33	0,42	4,70	10,92	15,62
Ель, хвоя	3,93	1,27	3,03	0,39	0,40	0,11	0,05	0,26	4,43	0,27	0,37	3,07	10,58	13,65
Напочвенный покров	7,49	8,62	4,53	1,02	1,90	0,15	0,16	0,39	2,02	1,02	0,97	9,06	20,78	29,84
Итого зеленые части	22,72	11,23	12,10	2,61	3,31	0,41	0,41	1,35	7,46	1,64	1,76	16,83	42,28	59,11
Ветви тонкие	2,75	0,27	0,86	0,07	0,07	0,02	0,17	0,25	0,30	0,07	0,15	1,60	2,23	3,83
Ветви толстые	0,20	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,08	0,09
Шишки	0,56	0,15	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,20	0,27	0,47
Кора, примеси	4,39	0,49	1,87	0,24	0,12	0,06	0,43	0,39	0,86	0,23	0,28	3,00	5,02	8,02
Итого древесные части	7,90	0,93	2,77	0,36	0,20	0,10	0,60	0,68	1,17	0,34	0,45	4,81	7,60	12,41
Итого древесный опад	23,13	3,54	10,34	1,95	1,61	0,56	0,83	1,64	6,61	0,96	1,24	12,58	29,10	41,68
Суммарный опад	30,62	12,16	14,87	2,97	3,51	0,51	1,01	2,03	8,63	1,58	2,21	21,64	49,88	71,52

В опаде возрастает относительная роль кремния. Особенно много кремния поступает на поверхность почвы в лиственничном насаждении с хвоей лиственницы. На той и другой пробе отмечается повышенное содержание в опаде марганца. Достаточно высокое содержание этого элемента обнаружено в опадающей хвое, в листьях черники. В общем же распределение элементов в приросте и опаде изученных нами насаждений характерно для лесов таежной зоны.

В лиственничнике масса годового прироста (78,3 ц/га) и опада (45,9 ц/га) превосходит массу прироста и опада в сосняке (55,4 ц/га и 30,6 ц/га). Однако если фитомасса лиственничного насаждения составляет почти 600 т/га и приближается к фитомассе тропических лесов (и это уже при значительной разрушенности насаждения ветровалами и повреждениями военного времени), то прирост и опад лиственничника в данном возрасте (230 лет) не превышают средних показателей для древостоев южной тайги.

В годовом приросте лиственничника содержится 118 кг/га зольных элементов и 71 кг/га азота. Это более чем в два раза превышает соответствующие показатели в сосняке (55 и 33 кг/га). В таком же соотношении сравниваемые насаждения возвращают зольные элементы и азот на поверхность почвы с опадом. В лиственничнике с опадом поступает 117 кг/га зольных элементов и 35 кг/га азота, в сосняке же 50 кг/га зольных элементов и 22 кг/га азота. Таким образом, расходуя более экономно зольные элементы и азот на построение своей фитомассы, искусственное лиственничное насаждение ежегодно вовлекает в оборот гораздо больше зольных элементов и азота, чем естественный сосняк с елью.

Расчетов истинного прироста, не имея данных по отпаду деревьев, мы не приводим. Однако, учитывая перестойный возраст и общее состояние насаждений, можно предположить, что истинный прирост, если его вычислить, будет отрицательным, т. е. ежегодный суммарный опад превысит годичный прирост. Сопоставление данных табл. 6 и 7 показывает, что прирост и опад зеленых частей по массе почти равны. Превышение же прироста сучьев и стволовой массы над опадом объясняется как раз недостающими данными по отпаду деревьев.

Из химических элементов в приросте содержится значительно больше, чем в опаде, органических — азота, фосфора, калия. В опаде же, несмотря на то, что масса его в сравнении с приростом занижена, содержится значительно больше кремния, железа, алюминия, марганца. Эти закономерности соотношения зольных элементов и азота в приросте и опаде определяются соотношением этих элементов в приросте — опаде зеленых частей. Они свидетельствуют о процессах глубокой перестройки химического состава фитомассы, и прежде всего ее зеленых частей, в процессе годового цикла круговорота.



#### 4. ПЕРЕСТРОЙКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ФИТОМАССЫ ПЕРЕД ОПАДЕНИЕМ И В ПОДСТИЛКЕ

Сопоставление химического состава однолетней хвои с составом хвои более старой, а также опавшей, выявляет значительные изменения содержания тех или иных элементов в процессе подготовки хвои к опадению. Изменения эти обусловлены, с одной стороны, известным физиологическим механизмом оттока элементов-органогенов из опадающих органов в запасующие ткани, ствол, ветви, почки (П. Крамер, Т. Козловский, 1963). С другой стороны, в процессе жизнедеятельности растений, с внутригодичными циклами круговорота, может происходить замещение одних элементов другими. Темпы этого «обновления» и перестройки зольного состава, как показывают некоторые экспериментальные данные (например, А. Н. Тюрюканов, Ю. Д. Абатуров, А. Н. Легова, 1968), могут быть весьма высокими.

Чтобы оценить характер и масштабы такого изменения зольного состава хвои на наших объектах, мы выразили содержание того или иного элемента в опадающей хвое в процентах от содержания в живой однолетней хвое. Для лиственницы, сосны и ели получили следующие ряды изменения зольного состава хвои:

Лиственница										
Fe	Mn	Si	Ca	Mg	Al	Na	S	P	N	K
223	221	193	156	149	140	96	77	24	19	15
Сосна										
Mn	Al	Fe	Si	Na	Ca	Mg	S	N	P	K
231	213	205	199	152	148	118	44	28	24	19
Ель										
Si	Ca	Na	Al	Fe	Mn	Mg	S	N	P	K
562	347	337	253	252	194	134	115	78	66	48

Из приведенных данных следует, что опадающая хвоя обедняется калием, фосфором, азотом, хвоя сосны и лиственницы — еще и серой. В наибольшей степени опадающая хвоя обеднена, по сравнению с живой однолетней хвоей, калием. У сосны и лиственницы такая перестройка зольного состава хвои более существенна, чем у ели. Так, если у первых пород содержание калия уменьшается в 5—7 раз, а азота и фосфора в 4—5 раз, то у ели содержание калия уменьшается лишь в 2 раза, а азота и фосфора на 25—35%. Остальные элементы в опадающей хвое накапливаются. Сильнее других накапливаются кремний, марганец, железо, алюминий. Их содержание увеличивается в 2—2,5 раза. Особенно сильно, в 5,6 раза, накапливается кремний в опадающей хвое ели. В опадающей хвое ели

сильнее накапливаются и другие элементы, в связи с чем и общая сумма элементов в опадающей хвое ели заметно превышает сумму элементов в однолетней хвое.

У сосны и ели перестройка зольного состава хвои в процессе подготовки ее к опадению происходит в течение нескольких лет. Общее направление этой перестройки, состоящее в постепенном отводе из опадающих органов азота, фосфора и калия, а у сосны и серы, сохраняется и на промежуточных этапах. Об этом свидетельствуют следующие ряды относительного содержания химических элементов:

Сосна, хвоя старая в % от хвои однолетней

Mn	Mg	Na	Fe	Si	Ca	Al	N	S	P	K
178	147	147	112	108	107	99	99	96	95	89

Сосна, хвоя опада в % от хвои старой

Al	Si	Fe	Ca	Mn	Na	Mg	S	N	P	K
215	184	183	139	130	103	80	46	29	26	21

Ель, хвоя старая в % от хвои однолетней

Si	Ca	Al	Mn	S	Fe	P	Na	K	N	Mg
289	240	150	149	115	113	97	92	89	87	64

Ель, хвоя опада в % от хвои старой

Na	Fe	Si	Mg	Al	Ca	Mn	S	N	P	K
367	223	194	187	169	145	130	100	87	68	54

Относительное положение того или иного элемента в этих рядах, как видим, может меняться довольно существенно. Так, магний накапливается в старой хвое ели, но отводится из опадающей. Однако общая тенденция изменения зольного состава опадающей хвои сохраняется: элементы-органогены отводятся, кремний, кальций, железо, алюминий, марганец накапливаются. Эти результаты согласуются с выводами, полученными А. Л. Паршевниковым (1959), В. В. Смирновым и В. Г. Семеновым (1969) при анализе химического состава хвои ели различных возрастов. Кстати, в последней работе указывается на нерегулярность изменения содержания магния в хвое ели разных возрастов.

Интересно отметить, что хотя перестройка к моменту опадания зольного состава хвои лиственницы совершается за один год, хвои сосны за 3—5 лет, а хвои ели за 7—11 лет и даже больший срок, конечный результат этой перестройки по удержанию элементов-органогенов, как показывает сравнение зольного состава хвои опадающей и однолетней, наиболее значителен у лиственницы и сосны. Правда, у ели в опадающей хвое сильнее накапливаются такие элементы, как кремний, кальций, натрий.

Дальнейшая трансформация химического состава опадающего органического материала происходит на поверхности поч-

ны в подстилке под воздействием почвенно-биологического фактора. В подстилке органическое вещество частично минерализуется, высвобождающаяся часть элементов усваивается немедленно живыми организмами или мигрирует, главным образом с водами, в нижележащие горизонты почвенного профиля и за его пределы, часть относительно накапливается в подстилке. В результате общая зольность органического материала повышается. В лиственничнике сумма зольных элементов и азота возрастает с 2,63% в опаде до 4,77% в подстилке. В сосняке этот показатель составляет 1,80% в опаде и 3,33% в подстилке.

О качественных изменениях химического состава подстилок в сравнении с поступающим на поверхность почвы опадом можно судить по нижеприведенным рядам, в которых относительное содержание того или иного элемента в подстилке выражено в процентах от относительного (на единицу веса) содержания его в опаде.

#### Лиственничник

Fe	Al	Si	P	S	Mn	N	Ca	Na	Mg	K
730	543	227	186	170	163	130	129	125	47	22

#### Сосняк

Fe	Al	Si	N	S	P	Ca	Na	Mg	Mn	K
565	325	291	181	151	140	93	85	43	30	24

Наши данные подтверждают известный вывод об относительном накоплении в подстилках таежной зоны по мере разложения органического материала железа, алюминия, кремния и относительном обеднении подстилок калием (Л. Е. Родин, Н. И. Базилевич, 1965). Подстилка лиственничника, по сравнению с опадом, относительно обеднена еще магнием, а подстилка сосняка — марганцем, магнием, натрием и немного кальцием.

Условия, при которых происходит трансформация поступающего на поверхность почвы опада и формирование подстилки существенно различны в сосняке и лиственничнике. Прежде всего, благодаря особым биоэкологическим свойствам лиственницы на поверхность почвы в формируемом ею насаждении поступает опад, значительно более обогащенный зольными элементами и азотом. Средняя расчетная зольность древесного опада в лиственничнике составляет 3,52%, в сосняке — 2,12%. Отношение С: N в зеленых частях древесного опада лиственничника составляет 55, сосняка — 78. Богатство опада в лиственничнике зольными элементами и азотом, более благоприятный световой и тепловой режим под пологом лиственничника способствуют быстрому разложению опада. Запас подстилки в лиственничнике составляет 14 т/га при мощности ее 3—4 см и объемном весе 0,040 г/см<sup>3</sup>, масса подстилки в сосняке —

Состав лизиметрических вод и вынос ими элементов из подстилки за год

Насажение	Количество воды (л/м)	K	Ca	Mg	Mn	Na	Fe	Al	Si	S	P	N	Сумма	Сумма
													без N	C N
Лиственничник . . . . .	—	6,5	10,7	2,2	0,44	0,9	0,35	0,62	3,5	7,8	0,46	4,9	33,5	38,4
Сосняк . . . . .	—	2,9	6,4	1,0	0,41	1,5	0,26	0,45	2,7	6,1	0,16	1,1	21,9	23,0
Средний состав лизиметрических вод из-под подстилки, мг/л														
Лиственничник . . . . .	123,2	8,0	13,2	2,7	0,54	1,2	0,44	0,77	4,3	9,7	0,56	6,1	41,4	47,5
Сосняк . . . . .	126,3	3,7	8,0	1,3	0,52	1,9	0,33	0,56	3,4	7,7	0,20	1,4	27,6	29,0
Вынос элементов с лизиметрическими водами из подстилки, за год кг/га														

75 т/га при мощности 7—8 см и объемном весе 0,103 г/см<sup>3</sup>. Отношение подстилки к опаду, характеризующее скорость разложения подстилки, равно 3 в лиственничнике и 25 в сосняке. Все это, в свою очередь, обусловило особенности состава и характера функционирования других звеньев фитоценоза. Так, быстрое разложение подстилки и высвобождение из нее калия в начале лета сделало, вероятно, возможным и обусловило необходимость развития покрова из ветреницы дубравной под пологом лиственничника. В сосняке ветреница отсутствует. Наоборот, поступление опада в сосняке в течение всего года и медленное его разложение способно поддерживать существование сравнительно малозольного и длительно вегетирующего напочвенного покрова из зеленых мхов, черники, луговика.

В итоге круговорот элементов в естественном сосняке на Карельском перешейке близок по своим основным чертам и показателям к круговороту элементов в сосняках таежной зоны вообще. Участие ели в размере  $\frac{2}{10}$  в основном пологе, второй ярус из ели, увеличивают общую биомассу и придают некоторую своеобразие круговороту элементов в рассматриваемом насаждении, выражающееся, в частности, в повышенной зольности. По классификации Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич круговорот элементов в сосняке может быть отнесен к группе кальциево-азотных, низкозольных,

малопродуктивных, застойных ( $B_8O_3In_2Z_2$ ). Круговорот элементов в искусственном лиственничнике близок по некоторым показателям к круговороту в лиственных лесах таежной зоны. Он может быть охарактеризован как кальциево-азотный, среднесольный, среднепродуктивный, заторможенный ( $B_{10}O_5In_6Z_{4-5}$ ).

## 5. ОРИЕНТИРОВОЧНЫЙ БАЛАНС КРУГОВОРОТА ЭЛЕМЕНТОВ ПО ГОРИЗОНТУ ПОДСТИЛКИ

Для длительного успешного существования и функционирования лесного фитоценоза в условиях промывного водного режима почв таежной зоны огромную роль играет обеспеченность растительного сообщества элементами минерального питания. С этой стороны интересно оценить насколько успешно фитоценоз противостоит выносу из сферы его жизнедеятельности тех или иных элементов с мигрирующими через почву водами.

Мы располагаем данными анализа лизиметрических вод за два полных года наблюдений по сезонам. Средний химический состав вод из-под подстилки сосняка и лиственничника приведен в табл. 8. Как и следовало ожидать из данной выше характеристики подстилок исследуемых насаждений и условий их разложения, состав лизиметрических вод в сосняке и лиственничнике существенно различен. Воды, промывающие подстилку лиственничника, сильнее минерализованы и содержат значительно больше таких важных элементов питания растений, как азот, фосфор, калий, а также магний и кальций. Этот вывод остается в силе, если принять, что количество вод, собираемое лизиметрами, недалеко отстоит от истинного, промывающего подстилку, и рассчитать на этой основе количественный вынос элементов из подстилок сосняка и лиственничника (табл. 8). (Нами использованы лизиметры открытого типа в модификации Е. И. Шиловой, с 20-литровыми приемниками, обеспечивающими полный сбор просочившихся через подстилку вод).

Мы сопоставили вынос с лизиметрическими водами элементов из подстилок с ежегодным поступлением их на поверхность почвы с опадом:

Лиственничник. Вынос из горизонта  $A_0$  в % от поступления с опадом

S	Na	Ca	Mg	K	Al	Fe	N	P	Si	Mn
252	141	42	30	30	26	23	18	16	14	10

Сосняк. Вынос из горизонта  $A_0$  в % от поступления с опадом

S	Na	Ca	Mg	Si	Fe	K	Al	Mn	P	N
389	365	54	43	39	32	30	28	15	9	6

Это сопоставление позволяет сделать следующие основные выводы: а) вынос серы и натрия из подстилки в несколько раз превышает их поступление с опадом, что говорит об известном мощном источнике поступления этих элементов, расположенном вне конкретного биогеоценоза, атмосферных осадках; б) вынос остальных элементов, и особенно азота и фосфора, значительно уступает поступлению на поверхность почвы с опадом, что говорит о преимущественно биогенной их миграции (более или менее замкнутом круговороте); в) из подстилки сосняка азота и фосфора выносятся относительно меньше, чем из подстилки лиственничника; г) в сосняке и лиственничнике велика роль биогенной миграции марганца, а лиственничнике — и кремния.

Для того, чтобы в какой-то мере оценить роль атмосферной миграции в круговороте элементов исследованных фитоценозов (на огромное ее значение указывали Н. И. Пьявченко и З. А. Сибирева, 1959; В. В. Пономарева, Т. А. Рожнова, Н. С. Сотникова, 1968; А. Ф. Цыганенко, 1968 и др.), мы использовали данные В. М. Дроздовой, О. П. Петренчук, Е. С. Селезневой и П. Ф. Свистова (1964) среднегодового состава атмосферных осадков на европейской территории СССР. Исчислив путем интерполяции по картам средние составы атмосферных осадков для нашего участка Карельского перешейка и перемножив его на среднегодовое количество осадков по метеостанции Рошино, мы получили следующие величины годового поступления элементов из атмосферы (табл. 9). С атмосферными осадками поступает свыше 90% натрия, около 80% серы и от 15 до 30% калия, кальция, магния и азота от суммарного годового поступления их на почву из атмосферы и с опадом. С учетом этой статьи прихода вынос с растворами отдельных элементов из подстилки колеблется в размере от 5 до 60% их поступления (максимальные значения соответствуют выносу серы). Исходя из представления о том, что минеральное и азотное питание таежных фитоценозов в огромной степени связано с подстилкой (В. В. Пономарева, 1970), не лишено основания построение баланса химических элементов в годичном цикле их круговорота по горизонту  $A_0$ . В качестве приходной статьи баланса при этом принимается поступление элементов на поверхность почвы с атмосферными осадками и опадом, а в качестве расходной — вынос элементов с лизиметрическими водами из подстилки и потребление их годичным приростом. (Делается допущение, что потребление элементов приростом происходит целиком за счет их запаса в подстилке. Питанием за счет нижележащих почвенных горизонтов мы сознательно пренебрегаем). Ориентировочный, учитывая оговоренные выше допущения, расчет такого баланса приведен в табл. 9.

Баланс круговорота элементов в годичном цикле по подстилке (кг/га)

Статья баланса	K	Ca	Mg	Na	S	N
<b>Лиственничник</b>						
Поступление с атмосферными осадками . . . . .	5,3	9,0	1,6	9,4	12,1	4,6
Поступление с опадом . . . . .	26,8	31,3	8,8	0,8	3,8	34,7
Приход . . . . .	32,1	40,3	10,4	10,2	15,9	39,3
Потребление приростом . . . . .	46,1	29,3	7,8	1,0	4,3	70,7
Вымывание из подстилки . . . . .	8,0	13,2	2,7	1,2	9,7	6,1
Расход . . . . .	54,1	42,5	10,5	2,2	14,0	76,8
Расход в % от прихода . . . . .	169	105	100	22	88	196
<b>Сосняк</b>						
Поступление с атмосферными осадками . . . . .	5,3	9,0	1,6	9,4	12,1	4,6
Поступление с опадом . . . . .	12,2	14,9	3,0	0,5	2,0	21,6
Приход . . . . .	17,5	23,9	4,6	9,9	14,0	26,2
Потребление приростом . . . . .	20,1	15,0	3,3	0,5	2,4	32,7
Вымывание из подстилки . . . . .	3,7	8,0	1,3	1,9	7,7	1,4
Расход . . . . .	23,8	23,0	4,6	2,4	10,1	34,1
Расход в % от прихода . . . . .	136	97	100	24	72	130

В отношении кальция и магния и в сосняке, и в лиственничнике баланс почти полный. (Сбалансированность круговорота элементов на подзолистых почвах таежной зоны показали на основе близких по характеру балансовых расчетов для других лесных сообществ Ленинградской обл. В. В. Пономарева, Т. А. Рожнова, Н. С. Сотникова, 1968). Расходная статья баланса в годичном цикле круговорота по калию и азоту на наших объектах превышает приходную. Дефицит особенно велик в лиственничнике. Покрываться он может за счет микробиологической фиксации азота из атмосферы, питания за счет нижних почвенных горизонтов, внутригодичных циклов миграции элементов и изменения запасов элементов в подстилке. Здесь существенно лишь отметить, что в сосняке этот баланс в отношении азота и калия менее напряженный. Серы и натрия поступает на поверхность почвы в годичном цикле больше, чем из подстилки выносится. Особенно ощутима эта разница в отношении натрия, поступление которого превышает вынос почти в 5 раз. Однако, как будет показано ниже, накопления натрия в подстилке не наблюдается. Это заставляет предположить его интенсивную миграцию во внутригодичном цикле круговорота, минующую, может быть, не только почву, но и растительность. Впрочем, последний вопрос требует специального рассмотрения с привлечением дополнительных материалов.

## Содержание химических элементов

Составляющий элемент системы	Масса	K	Ca	Mg	Mn	
<b>Листвен</b>						
Система в целом (ц/га)	46813863	308	135	11		
в том числе фитомасса	{ (кг/га) . . . . .	576150	313,5	868,8	138,9	85,2
	{ (%) . . . . .	12,3	0,36	2,82	1,03	7,89
подстилка	{ (кг/га) . . . . .	14002	17,6	123,7	12,8	27,0
	{ (%) . . . . .	0,3	0,02	0,40	0,10	2,48
<b>Сос</b>						
Система в целом (ц/га)	53767939	465	47	21		
в том числе фитомасса	{ (кг/га) . . . . .	315130	292,6	555,6	109,2	58,7
	{ (%) . . . . .	6,0	0,31	1,19	2,35	2,75
подстилка	{ (кг/га) . . . . .	75193	71,4	340,0	31,6	25,6
	{ (%) . . . . .	1,4	0,08	0,74	0,68	1,18

## 6. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ ПОЧВА — ФИТОЦЕНОЗ

Как видно из вышесказанного, основным источником элементов минерального питания растений в исследованных фитоценозах является почва. Лишь для серы и натрия атмосферная и водная миграция превышают по своим масштабам биологическую в годичном цикле круговорота элементов. Это дает основание рассматривать распределение элементов в почве и произрастающей на ней растительности как в единой системе.

Используя определения объемного веса почвы по генетическим горизонтам и анализ валового состава ее, мы рассчитали запас элементов в почвенной толще до горизонта В включительно (до глубины 44 см от поверхности в лиственничнике и до 50 см в сосняке). Суммируя этот запас элементов с содержанием их в фитомассе, получаем запас элементов в системе в целом, который приведен в таблице 10. В этой же таблице отдельно приведен запас элементов в подстилках сосняка и лиственничника, рассчитанный на основе зольного анализа подстилок и их массы. Очевидно, что абсолютные величины содержания того или иного элемента в системе весьма велики за счет перегрузки ее инертным почвенным материалом. Однако для нас, в данном случае, прежде всего представляет интерес, какая доля от общего запаса элементов в системе почва — растительность сосредоточена непосредственно в фитомассе и подстилке.



## в системе почва—фитоценоз

Na	Fe	Al	Si	S	P	N	Сумма без N	Сумма с N
<b>ничник</b>								
695	397	2167	15070	23	19	33	19688	19721
25,7	13,1	65,1	94,9	62,8	62,4	792,8	1730,5	2523,3
0,04	0,03	0,03	0,006	2,70	3,30	23,7	0,09	0,13
3,2	40,9	49,4	215,0	20,0	20,6	137,2	530,1	667,3
0,005	0,10	0,02	0,015	0,87	1,09	4,1	0,03	0,03
<b>няк</b>								
597	494	2642	18863	19	16	29	24103	24132
15,9	8,5	48,9	56,4	28,1	39,8	440,7	1213,7	1654,4
0,03	0,02	0,02	0,003	1,46	2,44	15,1	0,005	0,07
10,9	140,2	161,0	616,1	73,8	75,4	960,2	1546,0	2506,2
0,018	0,28	0,06	0,033	3,82	4,62	32,9	0,06	0,10

Содержание элементов в фитомассе в процентах от общего содержания их в системе почва—растительность может быть представлено следующими рядами:

## Лиственничник

N	Mn	P	Ca	S	Mg	K	Na	Fe	Al	Si
23,7	7,89	3,30	2,82	2,70	1,03	0,36	0,04	0,03	0,03	0,006

## Сосняк

N	Mn	P	Mg	S	Ca	K	Na	Al	Fe	Si
15,1	2,75	2,44	2,35	1,46	1,19	0,31	0,03	0,02	0,02	0,003

Наиболее велико в фитомассе относительное содержание азота. Следующую группу составляют марганец, фосфор, кальций, магний, сера, калий, причем марганец и фосфор, абсолютное содержание которых в системе является наименьшим, занимают крайнее левое положение в этой группе. Наоборот, такой важный органоген, как калий, отличается сравнительно невысоким относительным содержанием в фитомассе при большом абсолютном содержании его в почве и системе почва—растительность в целом. Натрий, железо, алюминий и кремний содержатся в фитомассе (относительно) в ничтожных количествах. Это обусловлено высоким абсолютным содержанием их в минеральной части почвы, низким биологическим поглощением (для натрия и железа), значительной атмосферной миграцией (для натрия). Фитомасса лиственничника удерживает в себе больше элементов (особенно азота и марганца) от общего содержания их в системе почва—растительность, чем фитомасса сосняка.

Иное распределение элементов в подстилках сосняка и лиственничника. Нижеприведенные ряды показывают относительное, в процентах, содержание того или иного элемента в подстилке от общего его содержания в системе почва — растительность:

Лиственничник											
N	Mn	P	S	Ca	Fe	Mg	K	Al	Si	Na	
4,1	2,48	1,09	0,87	0,40	0,11	0,10	0,02	0,02	0,015	0,005	
Сосняк											
N	P	S	Mn	Mg	Ca	Fe	K	Al	Si	Na	
33,1	4,62	3,82	1,18	0,78	0,74	0,28	0,08	0,06	0,033	0,018	

Подстилка сосняка является значительно большим аккумулятором элементов питания растений, в том числе важнейших элементов-органогенов, чем подстилка лиственничника. Особенно велико в подстилке сосняка содержание азота, которое в два раза превышает его содержание в фитомассе. Значительно больше, чем в фитомассе, в подстилке сосняка содержится также фосфора и серы. Роль подстилки в удержании калия и натрия — элементов, как известно, легко вымываемых из разлагающегося растительного материала — наоборот, сравнительно невелика. Относительное содержание этих элементов в подстилке значительно ниже чем в фитомассе. Подстилка относительно больше, чем фитомасса, удерживает в себе кремния, алюминия и особенно железа. Как было показано выше, именно этими элементами в наибольшей степени относительно обогащается органическое вещество подстилки по мере разложения опада.

Таким образом, искусственное лиственничное насаждение подавляющую часть извлеченных из почвы элементов минерального питания и азота сосредоточивает в своей фитомассе. Естественный же сосновый древостой, наряду с этим, создает значительный запас этих элементов, и особенно азота и фосфора, в подстилке.

## ВЫВОДЫ

1. В охарактеризованных выше условиях местообитания вмешательство человека в продукционный процесс путем создания искусственного насаждения из породы, естественно здесь не произрастающей, оказалось весьма успешным. Созданное лиственничное насаждение к возрасту 230 лет накопило здесь огромную фитомассу, почти 600 т на 1 га, приближающуюся к фитомассе тропических лесов. Основная часть этой фитомассы приходится на долю высококачественной деловой древесины. Фитомасса лиственничника значительно превосходит фитомассу расположенного рядом в близких лесорастительных условиях

естественного высокопроизводительного соснового насаждения с елью.

2. Благодаря особым биозкологическим свойствам породы-эдификатора (характеру и качеству поступающего опада, исключительному богатству хвои азотом и т. д.), созданное с участием лиственницы растительное сообщество существенно отличается от окружающих естественных насаждений как по составу и строению, так и по характеру его функционирования. Интенсивность обмена зольных элементов в годичном цикле круговорота в лиственничнике вдвое выше чем в сосняке.

3. Основным аккумулятором зольных элементов и азота, извлеченных из почвы растительностью и связанных с органическим веществом, в лиственничнике является фитомасса. В сосняке большая часть этих элементов, особенно азота, фосфора, сосредоточена в подстилке. Лизиметрические исследования и построенный на их основании с учетом поступления из атмосферы ориентировочный баланс элементов в годичном цикле круговорота по подстилке показывают, что естественное сосновое насаждение гораздо лучше противостоит выносу элементов в результате водной миграции в нижележащие менее корнеобитаемые горизонты почвенного профиля, чем искусственный лиственничник.

4. В этих условиях устранение древостоя (в результате рубки или других причин) в лиственничнике приведет к гораздо более существенному нарушению сложившегося характера функционирования биогеоценоза, круговорота элементов в нем. Можно полагать, что в отсутствии буферного запаса элементов в подстилке и вследствие более значительной водной миграции элементов в искусственном лиственничном насаждении потери элементов минерального питания здесь будут гораздо более значительными и приведут к снижению производительности последующих поколений древостоя.

### Литература

Дроздова В. М., Петренчук О. П., Селезнева Е. С., Сви́стов П. Ф. Химический состав атмосферных осадков на европейской территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1964.

Крамер П., Козловский Т. Физиология древесных растений. Гослесбухиздат, М., 1963.

Левина В. И. Определение массы ежегодного опада в двух типах леса Кольского полуострова. Ботанический журнал, т. 45, № 3, 1960.

Ниценко А. А. Линдуловская лиственничная роща (*Larix sukaczewii* DuRoi). Геоботаническое исследование. Ботанический журнал, т. 44, № 9, 1959.

Орлов А. Я. Метод определения массы корней деревьев в лесу и возможность учета годичного прироста органической массы в толще лесной почвы. «Лесоведение», № 1, 1967.

Паршевников А. Л. Изменение зольного состава хвои с возрастом в некоторых типах еловых лесов. Сообщения ин-та леса АН СССР, в. 12, 1959.

Пономарева В. В. Биогеохимическое значение леса. Известия АН СССР, серия географическая, № 5, 1966.

Пономарева В. В. Лес как эволюционноустойчивый тип растительности. Ботанический журнал, т. 55, № 11, 1970.

Пономарева В. В., Мясникова А. М. К характеристике почв центральной части Карельского перешейка. Сб. работ Центрального музея почвоведения, в. 2, 1957.

Пономарева В. В., Рожнова Т. А., Сотникова Н. С. Водная миграция элементов в лесных подзолистых почвах и ее соотношение с поступлением элементов из атмосферы. Сб. «Химия, генезис и картография почв». «Наука», М., 1968.

Пьявченко Н. И., Сибирева З. А. О роли атмосферной пыли в питании болот. Доклады АН СССР, т. 124, № 2, 1959.

Ремезов Н. П., Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Методические указания к изучению биологического круговорота зольных веществ и азота наземных растительных сообществ в основных природных зонах умеренного пояса. Ботанический журнал, т. 48, № 6, 1963.

Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности земного шара. «Наука», М.—Л., 1965.

Родин Л. Е., Ремезов Н. П., Базилевич Н. И. Методические указания к изучению динамики и биологического круговорота в фитоценозах. «Наука», Л., 1968.

Рожнова Т. А. Почвенный покров Карельского перешейка. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Серебряков И. Г., Чернышева М. Б. О морфогенезе жизненной формы кустарничка у черники, брусники и некоторых болотных Eri-sacae. Бюлл. МОИП, отд. биол. гн., т. 60, № 2, 1955.

Смирнов В. В., Семенова В. Г. Содержание воды, органического вещества и зольных элементов в хвое различного возраста у ели обыкновенной. «Лесоведение», № 5, 1969.

Товстолес Д. И. Лиственничные насаждения Линдуловской Роши. Известия Императорского Лесного института, в. XV, С.-Петербург, 1907.

Тюрюканов А. Н., Абатуров Ю. Д., Летова А. Н. Экспериментальное изучение роли корневых систем растений в миграции радиоизотопов. Сб. «Методы изучения продуктивности корневых систем и организмов ризосферы». «Наука», Л., 1968.

Цыганенко А. Ф. Золовая миграция солей и возможное ее геохимическое и почвообразовательное значение. «Почвоведение», № 4, 1968.

Шилова Е. И. Метод получения почвенного раствора в природных условиях. «Почвоведение», № 11, 1955.

Heikinheimo O. Территория Райволовской лиственничной роши. Перевод ВНИТОлес, 1940. Фонды Линдуловского лесничества.

Ropotageva V. V., Rozhnova T. A., Sotnikova N. S. Lysimetric observations on the leaching of elements in podzolic soils. 9-th International Congress of Soil Science. Transactions, Adelaide, Australia, 1968, Vol 1.

## К ХАРАКТЕРИСТИКЕ СОСТАВА ЗОЛЫ НЕКОТОРЫХ РАСТЕНИЙ ХВОЙНОГО ЛЕСА

Обогащение верхних горизонтов почв органическим веществом и зольными элементами зависит от состава растительности, образующей лесную подстилку. Процесс разложения растительных остатков связан с режимом увлажнения почвы и протекает, как известно, далеко неодинаково на субстратах различного химического и механического составов. В статье приводятся данные состава золы некоторых растений, произрастающих на различных почвообразующих породах.

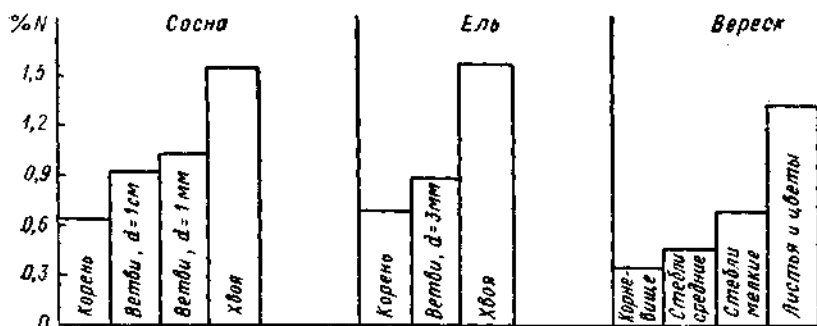
Определение состава золы проводилось в растениях из растительного покрова, главным образом, двух видов почв: слабо подзолистой с контактно-подзолистым горизонтом (Ленинградская обл., Волховский район, разрез 26) и подзола с иллювиальным железистым горизонтом (Ленинградская обл., Кингисеппский район, разрез 14). Слабopодзолистая почва с контактно-подзолистым горизонтом формируется на супеси, подстилаемой безвалунным суглинком. Разрез 26, характеризующий данную почву, заложен на верхней трети холма, под пологом смешанного хвойного леса. Напочвенный растительный покров состоит из жестколистного полукустарничка — черники, зеленых мхов и лесного разнотравья — луговика извилистого, майника, ландыша. Плетни корневищ черники составляют по объему основную массу органического вещества лесной подстилки. Черника как многолетнее растение живет до 50 лет. Лесное разнотравье составляет незначительную примесь в растительном покрове и, следовательно, в лесной подстилке, но отмирает ежегодно.

Подзолы с иллювиальным железистым горизонтом (разрез 14) развиты на водноледниковых песчаных отложениях под пологом соснового леса. Растительность этого типа леса не отличается большим разнообразием. Лесное разнотравье здесь отсутствует и напочвенный покров представлен ягелями различных видов, печеночником, вереском и зелеными мхами. Преобладающими являются лишайники (ягель).

В табл. 1 приводятся данные содержания азота и состава золы растений, произрастающих на упомянутых выше почвенных разновидностях. Помещенные в таблице данные подтверждают имеющиеся в литературе указания на зависимость содержания азота и окислов в золе от вида растения и свойств почвы (Роде, 1955). Наиболее богаты золой и азотом зеленые растения

смешанного хвойного леса — луговик извилистый (*Deschampsia flexuosa*), кислица (*Oxalis acetosella*) и майник (*Majanthemum bifolium*). Содержание чистой золы в майнике составляет почти 10% на 100 г сухого вещества. Лесное разнотравье является накопителем калия, серы и фосфора и содержит до 3% азота. Луговик извилистый отличается от кислицы и майника высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ .

Наименьшую зольность имеет растительность соснового леса, приуроченная к сухим песчаным почвам. Лишайники, не имеющие корневой системы и лишь поверхностно прикрепленные к ячве, целиком осуществляют свое питание за счет атмосферы.



Содержание азота (в процентах).

В золе ягелей преобладают окиси кремния, кальция, калия и алюминия. Видовое различие ягелей (*Cladonia alpestris* и *Cl. rangiferina*) почти не отражается на составе их золы. Печеночник, в отличие от ягелей, имеет большую зольность. Его зола сильно обогащена основаниями (кальций и калий), сумма которых составляет 60% золы, что, по-видимому, отражается на увеличении суммы обменных оснований в лесной подстилке.

В этом типе леса обращает на себя внимание состав золы вереска. В вереске, как многолетнем кустарничке, повторяется порядок распределения зольных элементов, присущий древесной растительности, а именно: общая зольность вереска постепенно возрастает от корневищ к зеленым листьям и цветам. Также изменяется и содержание азота (см. табл. 2 и рисунок).

Сходство с древесными породами можно обнаружить и в соотношении окислов в золе вереска. Если в золе корневищ и средних стеблей вереска преобладают  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SO}_3$ , то в листьях и цветах его, первое место занимает кремнекислота. Мелкие стебли вереска занимают промежуточное положение. Зола вереска отличается накоплением в ней марганца, заметно

Содержание азота и зольный состав растений в %  
на 100 г сухого вещества  
от чистой золь

№ разреза, породы	Растение	N (%)	Нерастворимые примеси	Чистая зола (%)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	SO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Литроко-литическая зола
26 Двуучлен	Майник	2,76	1,13	9,71	0,16	0,16	0,12	0,44	0,20	1,49	0,44	0,99	5,37	9,95
	Кислица	2,05	6,29	6,20	1	2	1	5	2	15	5	10	55	7,92
					не обн.	не обн.	0,06	0,69	0,11	1,71	0,70	2,03		
	Луговик извилистый	2,15	2,36	6,20	6,20	4	4	1	11	2	27	11	10	32
1,75						0,17	0,13	0,38	0,13	0,19	0,22	0,35	2,72	
Ягель	0,66	1,90	1,16	1,16	28	3	2	6	2	3	4	6	44	9,68
					0,30	0,12	0,09	0,09	не обн.	0,16	0,11	0,07	0,12	
Ягель	0,57	1,72	1,16	1,16	26	10	8	8	не обн.	14	10	6	10	9,99
					0,27	0,13	0,09	0,10	не обн.	0,23	0,06	0,08	0,13	
Печеночник	0,65	0,75	2,19	2,19	23	11	8	9	не обн.	20	5	7	11	10,03
					0,30	0,11	0,09	0,13	не обн.	0,93	0,11	0,08	0,41	
14 Песок	Вереск: листья и цветы	1,26	0,75	4,83	14	5	4	6	не обн.	42	5	4	19	6,94
					2,24	0,10	0,09	0,19	0,13	0,90	0,11	0,28	0,67	
	стебли мелкие	0,64	0,33	1,58	1,58	46	2	2	4	3	18	2	6	7,08
						0,32	0,03	0,01	0,09	0,14	0,45	0,11	0,13	
стебли средние	0,44	0,09	0,88	0,88	21	2	1	6	9	30	7	9	10	7,44
					0,05	0,07	0,02	не обн.	0,10	0,25	0,08	0,11	0,18	
корневище	0,33	0,06	0,71	0,71	6	8	2	2	11	28	9	13	20	7,37
					0,03	0,03	0,01	0,04	0,11	0,20	0,03	0,11	0,14	
Супесь	Зеленый мох	1,24	2,38	3,51	4	4	1	5	16	28	4	16	20	9,71
					0,47	0,07	0,18	0,46	0,06	0,62	0,33	0,31	0,98	
Песок	Зеленый мох	0,94	4,28	2,69	13	2	5	13	2	17	9	9	27	9,36
					0,48	0,11	0,29	0,44	0,08	0,62	не обн.	0,08	0,54	
					18	4	11	16	3	23	3	3	20	

Содержание золы и N в сосне, ели\* и вереске  
(в % на сухое вещество)

Сосна	N (%)	Чистая зола (%)	Ель	N (%)	Чистая зола (%)	Вереск	N (%)	Чистая зола (%)
Корень . . . . .	0,65	0,30	Корень . . . . .	0,68	0,68	Корневище . . . . .	0,33	0,71
Ветви $d=1$ см	0,91	1,35	Ветви $d=3$ мм	0,88	2,10	Стебли средние . . . . .	0,44	0,88
Ветви $d=3$ мм	1,08	2,08	Хвоя . . . . .	1,54	3,32	Стебли мелкие . . . . .	0,64	1,58
Хвоя . . . . .	1,53	2,05				Зеленые листья и цветы . . . . .	1,26	4,83

\* Данные из статьи О. В. Бутузовой (1964 г.).

увеличивающегося от листьев и цветов к корневищам, в которых и составляет 16% от чистой золы (табл. 1).

Зеленые мхи значительно богаче золой, чем лишайники. Основное их отличие от последних заключается в преобладании в золе P, K и в увеличении содержания азота. Кроме того, в противоположность ягелям, в составе золы зеленых мхов железо преобладает над алюминием.

В табл. 3 приведены данные зольного состава живой хвои ели, произрастающей на различных породах. Поверхностное расположение корневой системы ели определяет ее зависимость от химического состава верхней толщи почвы.

Хвоя елей, произрастающих на почве супесчаного механического состава (разрез 15, Ленинградская обл.) и на песке, с близким подстиланием валунной супеси (Вологодская обл.) имеет очень сходный состав золы. Общая зольность и содержание азота выше в образце хвои ели на валунной супеси как более богатом субстрате.

Изю всех приводимых в табл. 3 образцов максимальную зольность имеет хвоя ели на карбонатной почве, вскипающей с поверхности.

По содержанию окислов во всех образцах хвои ели первое место делят  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ , на втором —  $\text{K}_2\text{O}$ . В хвое ели на карбонатной почве содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  максимально, а  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  заметно уменьшаются. В хвое ели, собранной с одного дерева, но с ветвей, удаленных от основания ствола на 2 и 10 м, наблюдается разница в содержании зольных элементов и азота.

Зольность более молодой хвои (ветвь с 10 м от основания ствола) значительно выше за счет увеличения в ней содержания, главным образом,  $\text{CaO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ .



Содержание азота и зольный состав хвой ели в % на 100 г сухого вещества  
от чистой зола

Валовой состав почвенного горизонта

(в % на прокаленную почву)

Место взятия хвой ели и глубина образца почвы	N (%)	Нерастворимые примеси	Чистая зола (%)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	SO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O
Ленинградская область . . . . .	1,13	0,29	2,34	0,54	0,07	0,02	0,27	0,11	0,47	0,22	0,18	0,45
Супесь 25—30 см . . . . .				23	3	1	11	5	20	9	8	19
2 м от основания ствола ели, Вологодская область . . . . .				80,12	10,78	2,66	0,09	0,08	0,93	0,54	0,22	2,59
Валунная супесь 18—22 см . . . . .	1,54	0,07	3,32	0,75	He	0,01	0,14	0,17	0,93	0,17	0,14	0,75
10 м от основания ствола ели, Вологодская область . . . . .				23	обн.	0,3	4	5	28	5	4	23
Валунная супесь 18—22 см . . . . .				89,51	5,08	1,43	0,04	0,04	1,10	0,35	0,29	0,74
10 м от основания ствола ели, Вологодская область . . . . .	1,06	0,63	4,81	0,96	0,04	0,01	0,47	0,21	1,81	0,21	0,10	0,80
Валунная супесь 18—22 см . . . . .				20	1	0,2	10	4	38	4	2	17
Пермская область . . . . .	1,38	0,12	2,69	89,51	5,08	1,43	0,04	0,04	1,10	0,35	0,29	0,74
Безвалунный суглинок 20—25 см . . . . .				0,60	0,03	0,04	0,29	0,14	0,59	0,15	0,14	0,57
Кавказ . . . . .	1,26	0,28	6,65	22	1	1	11	5	22	6	5	21
Карбонатный суглинок * . . . . .				78,40	10,69	4,27	0,16	0,11	0,87	1,35	0,06	1,84
				2,60	0,02	0,03	0,17	Следы	2,50	0,32	0,18	0,57
				39	0,3	0,4	3		38	5	3	8

\* — Валовой состав образца суглинка не определялся.

## ВЫВОДЫ

1. Лесное разнотравье и хвоя ежегодно отдают в почву с золой часть элементов питания, взятых из нее. В золе зеленой растительности накапливается К, S и P и содержится до 3% азота (майник).

2. В золе составных частей вереска наблюдается порядок распределения зольных элементов, присущий древесной растительности, а именно, общая зольность и содержание азота увеличиваются от корневищ к зеленым листьям и цветам. Зола вереска отличается накоплением в ней марганца.

3. Состав золы живой хвои ели зависит от химического состава верхней почвенной толщи, в которой располагается поверхностно залегающая корневая система дерева. Из анализированных образцов наибольшей зольностью отличается хвоя ели, произрастающей на карбонатном суглинке.

## Литература

Бутузова О. В. О содержании зольных элементов в различных частях деревьев сосны и ели. Ботанический журнал, т. XLIX, № 7, 1964.

Корчагин А. А. Определение возраста и деятельности жизни мхов и печеночников. Полевая геоботаника, т. II, Изд. АН СССР, 1960.

Манаков К. Н. Поглощение растительностью минеральных элементов и азота из почвы в лесах Кольского полуострова. «Почвоведение», № 8, 1961.

Мышковская Е. Е. Состав зольных элементов растительного покрова в зависимости от почвенных типов. Известия Амурской обл. сельскохозяйственной станции. Благовещенск, 1925.

Роде А. А. Почвоведение. Гослесбумиздат, 1955.

Смирнова К. М. Круговорот азота и зольных элементов в ельнике-зеленомошнике. Вестник МГУ, № 3, 1951.

## ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ НЕОДНОРОДНОСТИ ПАХОТНЫХ ПОЧВ МЕТОДОМ ТРАНШЕЙ

По мере накопления материалов почвенных исследований становится очевидным, что наши представления о характере почвенного покрова все более усложняются. Сложность эта прежде всего связана с пространственной изменчивостью почв — неоднородностью почвенного покрова. Это явление в большей или меньшей степени характерно для любой территории. При полевых исследованиях, и в первую очередь, при почвенном картировании исследователь обнаруживает, что почвенная неоднородность характерна не только для значительных территорий, но зачастую на расстоянии нескольких метров наблюдаются существенные изменения в морфологическом облике почв. Одной из главных причин изменения почвенного покрова является неоднородность строения поверхности, что обусловлено микрорельефом и характером почвообразующих пород. Таким образом, неоднородность почвенного покрова предопределена строением местности.

О неоднородности почвенного покрова («комбинациях почв») впервые писал еще Н. М. Сибирцев в начале развития науки о почве. Большое значение влиянию микрорельефа на формирование почвенной неоднородности в лесной зоне уделял С. А. Захаров (1910). Изучая почвы Лесного, Сосновки и под Ригой он отмечал, что почвы бугра, склона и западинки представляют собой по существу «почвенный комплекс», обусловленный микрорельефом. Следовательно нельзя характеризовать почвенный покров в целом на основании описания почвы по отдельному разрезу, а необходимо давать связную картину почвенного покрова.

В последнее время изучению неоднородности (структуры) почвенного покрова с целью решения некоторых проблем географии и картографии почв уделяется огромное значение (В. М. Фридланд, 1965, 1967). Установление почвенного контура имеет первостепенное значение не только в теоретическом плане, но и весьма важно в сельскохозяйственном отношении для рационального использования земельных фондов. Неоднородность почвенного покрова, его чрезмерная пестрота, по существу, отражает неоднородный уровень потенциального плодородия каждой таксономической единицы, составляющей структуру почвенного покрова данной территории.

Для изучения неоднородности строения почвенного профиля в подзолистой зоне И. Г. Розмахов (1957) впервые на лесных почвах применил метод траншей, с охватом территории на расстоянии 3—5 м. Позднее О. В. Бутузова (1960) исследовала траншеи, протяженностью 30 м. При изучении серых лесных почв Л. П. Рубцова (1967) характеризует пестроту исходных лесных почв профилем в виде траншей, однако в пахотных почвах ограничивается отдельными ямами, очевидно, недооценивая возможность их большой изменчивости.

Для изучения неоднородности строения почвенного профиля мы использовали мелиоративные траншеи, которые были проложены на Ломоносовском сортоучастке с целью закладки гончарных дрен. Длина каждой из траншей более 100 м, а глубина около 1 м. Нами изучены траншеи длиной 30 и 20 м. Сортоучасток находится юго-западнее Ленинграда (район Стрельны). Территория района представляет собой террасированную низменность вдоль побережья Финского залива. Террасированные уступы поднимаются последовательно один над другим в направлении от Финского залива к югу. Нижние террасы характеризуются равнинным рельефом. Сортоучасток расположен на 2-й террасе. Рельеф здесь равнинный с незначительным понижением в средней части и выраженным микрорельефом в виде небольших плоских западин.

Почвообразующими породами являются двучленные (песчано-глинистые) наносы. Верхняя толща представлена пылеватыми супесями, под которыми залегают ленточные глины. Мощность супесей в различных точках участка неодинакова и изменяется от 35 до 93 см.

Для обеих траншей характерно двучленное сложение почвообразующей породы. При этом верхняя кроющая толща более легкого механического состава (супесь) мощностью от 20 до 78 см. Подстилающая толща представлена тяжелыми ленточными суглинками в значительной степени оглееными.

В траншеях из пяти точек образцы взяты послойно. Для характеристики механического состава мы ограничились образцами лишь разреза 14, заложенного на 14 м в траншее № 2. Почва пахотная дерново-среднеподзолистая поверхностно-глеватая под картофелем.

$A_{0-29}$  0—29 см — серый, супесчаный, рыхлый бесструктурный, густо переплетен корнями. Переход четкий.

$A_2$  29—35 см — желтовато-белесый, песчаный, уплотнен, с мелкой галькой.

$B_1$  35—54 см — бурый с серовато-сизыми примазками, плотный тяжелый суглинок. Переход постепенный.

$B_2$  54—80 см — тяжелый, бурый суглинок менее оглеенный.

$C$  80—140 см — тяжелый, бурый оглеенный суглинок, вязкий, пластичный, с пылеватопесчаными лентами.

Как видно из морфологического описания почвы, горизонты  $A_{пах}$  и  $A_2$  сформированы на супеси, а остальные горизонты — на ленточном тяжелом суглинке. Это хорошо подчеркивает данные механического состава почвы (табл. 1). Известно, что об однородности исходной породы можно судить по распределению крупных гранулометрических фракций  $> 0,01$  мм в профиле почвы. Значительное содержание их в верхних горизонтах профиля ( $A_{пах}$  и  $A_2$ ) и существенное уменьшение (более чем в два раза) в нижележащих горизонтах свидетельствует о неоднородности почвообразующей породы. Последнее подтверждается также распределением фракций мелкого песка и ила. Как видим, граница между кроющей и подстилающей толщами приурочена к нижней части подзолистого горизонта.

Таблица 1

Механический состав пахотной дерново-слабоподзолистой почвы

Генетические горизонты	Глубина (см)	Потеря при обработке НС (%)	Размер фракций (мм)						Физическая глина $< 0,01$
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	$< 0,001$	
$A_{пах}$	0—29	0,82	16,3	30,3	40,6	4,2	3,0	5,7	12,8
$A_2$	29—35	0,64	26,0	42,4	23,3	2,8	2,5	3,1	8,3
$B_1$	40—50	1,42	9,3	18,2	28,6	14,5	19,2	10,3	44,0
$B_2$	70—80	1,68	8,2	19,4	23,7	14,8	14,7	19,2	48,7
BC	130—140	2,62	6,3	8,5	32,7	13,4	16,9	22,2	52,5

На рис. 1 и 2 отчетливо наблюдаются различия в мощности генетических горизонтов в разных участках профилей (табл. 2). Кроме того обнаруживается отсутствие некоторых генетических горизонтов. К примеру, в разрезе № 2-П пахотный супесчаный горизонт залегает непосредственно над горизонтом BC, характеризующимся тяжелым механическим составом и значительной оглеенностью в верхней части. Все наблюдаемые различия в морфологических свойствах почв позволяют выделить в пределах двух изученных профилей следующие разновидности пахотных почв: дерново-слабоподзолистая иллювиально-железистая супесчаная, дерново-слабоподзолистая с погребенным горизонтом  $A_1$ , дерново-слабоподзолистая супесчаная, дерново-слабоподзолистая поверхностно-глееватая супесчаная и дерново-среднеподзолистая поверхностно-глееватая супесчаная. На рис. 1, разрезы вскрывающие эти почвы, обозначены вертикальными линиями и соответствующим номером.

При рассмотрении профилей прежде всего обнаруживается неодинаковая мощность пахотного горизонта. Она изменяется от 20 до 33 см, что обусловлено колебанием мощности верхней супесчаной толщи. В том случае, когда супесчаная толща со-

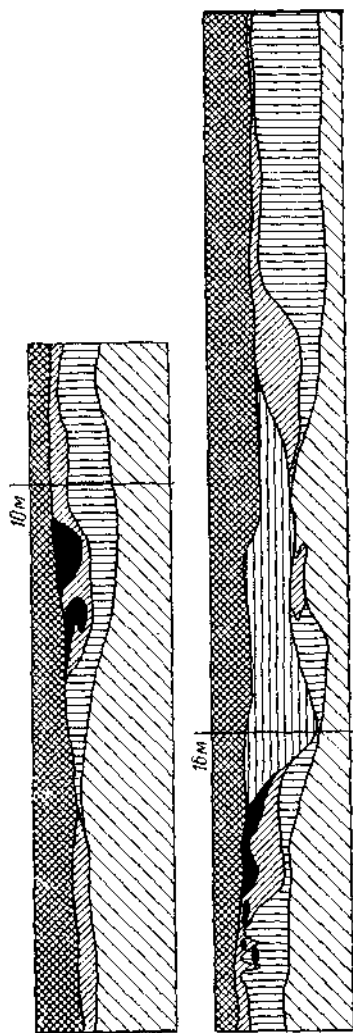


Рис. 1. Строение почвенного профиля первой траншеи (30 м).

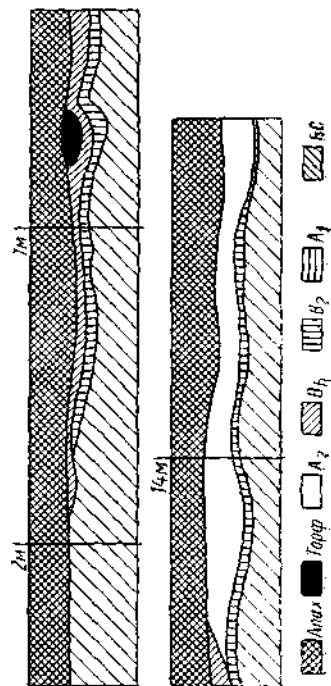
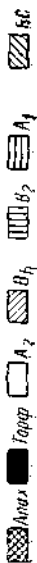


Рис. 2. Строение почвенного профиля второй траншеи (20 м).



Генетические горизонты в 1 и 2 профилях (П) исследованных почв

		№№ разрезов и профилей			
Горизонты	10-1 П	16-1 П	2-2 П	7-2 П	14-2 П
А <sub>пах</sub>	0-23 с.м. Серый, хорошо гумусированный, супесчаный	0-22 с.м. Серый, супесчаный, хорошо гумусированный	0-20, с.м. Серый, слабогумусированный, пылевато-супесчаный.	0-26 с.м. Серый, слабогумусированный супесчаный, внизу сизоватый оттенок	0-20 с.м. Серый, супесчаный, со слабым сизоватым оттенком
A <sub>1</sub>	—	22-43 с.м. Серый, погребенный горизонтом А, супесчаный	—	—	—
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	—	42-63 с.м. Серый, с белесыми пятнами и слабым сизоватым оттенком внизу, супесчаный	—	—	—
A <sub>3</sub>	—	—	—	—	20-35 с.м. Белесый, песчаный
B <sub>н</sub>	23-33 с.м. Песчаный, сильно ожелезнен, ржаво-бурый	—	—	26-35 с.м. Кофейного цвета, супесчаный	—
B <sub>1</sub>	—	—	—	—	35-50 с.м. Бурый, тяглый суглинок, оглеенный
B <sub>2</sub>	32-60 с.м. Песчаный, желтый	—	—	35-45 с.м. Желтый, песчаный	—
BC	60-90 с.м. Тяжелый ленточный суглинок, оглеенный	63-87 с.м. Тяжелый ленточный суглинок, сильно оглеенный.	20-57 с.м. Тяжелый ленточный суглинок, оглеенный	45-67 с.м. Тяжелый ленточный суглинок оглеенный	50-86 с.м. Тяжелый ленточный суглинок, оглеенный
Почва	Пахотная дерново-слабоподзолистая иллювиально-железистая супесчаная	Пахотная дерново-болоподзолистая, супесчаная, с погребенным перегнойно-аккумулятивным горизонтом.	Пахотная дерново-слабоподзолистая супесчаная	Пахотная дерново-слабоподзолистая поверхностьно-железистая супесчаная	Пахотная дерново-среднеподзолистая, поверхностьно-железистая супесчаная

ставляет 40 см и более пахотный горизонт имеет достаточную мощность, хорошо гумусирован. Однако с «поднятием» подстилающей тяжелосуглинистой породы морфологические признаки пахотного горизонта существенно изменяются. Прежде всего мощность этого горизонта не превышает 20 см, т. е. практически она пропорциональна глубине супесчаного слоя, который непосредственно залегает на оглеенном тяжелом суглинке. Вследствие близкого залегания практически водонепроницаемых пород пахотный горизонт претерпевает сезонное переувлажнение, которое проявляется в виде небольших серо-сизых пятен и примазок в нижней части пахотного горизонта.

Таким образом, в исследованных профилях мощность гумусового горизонта в значительной мере зависит от глубины залегания подстилающей тяжелосуглинистой толщи. В общем наблюдается следующая тенденция: с «опусканием» суглинка мощность гумусового горизонта возрастает, и наоборот — при «поднятии» суглинка гумусовый горизонт меньшей мощности.

Подзолистый горизонт обнаруживается только в разрезе № 14-2П, где мощность супесчаной толщи максимальна для профиля 2 и составляет более 60 см. Именно последнее обстоятельство, по нашему мнению, и обусловило формирование основных генетических горизонтов.

Изменение иллювиального горизонта в значительной степени подобно пахотному. Так, если супесчаная толща имеет мощность 40 см и более, мы обнаруживаем полноразвитый морфологический профиль, сформированный в пределах супесчаного слоя. Например, разрез № 10-1П вскрывает все разнообразие генетических горизонтов —  $A_{\text{пах}}$ ,  $B_1$  и  $B_2$ . Последний горизонт развит на тяжелом ленточном суглинке. Если подстилающий тяжелый суглинок близко подступает к поверхности, морфологический профиль неполно развитый, т. е. между пахотным и горизонтом С находится переходный горизонт  $B_C$ , незначительно отличающийся от породы морфологически и химически. В качестве примера выше уже приводилось строение почвы из разреза № 2-2П. Морфологическая неоднородность строения почвенного профиля отчетливо проявляется и в химических свойствах почв (табл. 3).

Таким образом, на поверхности, практически неизменной микрорельефом, при изучении почвенных профилей обнаружена значительная неоднородность почвенного покрова в пределах ограниченной территории, обусловленная строением почвообразующих пород.

## ВЫВОДЫ

1. В условиях относительно ровной поверхности сортоучастка в значительной степени выражена неоднородность строения почвенного профиля, обусловленная характером почвообразую-



Таблица 3

Содержание гумуса, обменных оснований, подвижных  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , подвижных по Тамму и pH

№ раз- резов и про- филей	Почвы	Генетические горизонты	Глубина (см)	Гумус (%)	pH		Обменные основания на 100 г почвы		Подвижные на 100 г почвы		По Тамму (%)		
					вод- ный	соле- вой	Ca	Mg	$K_2O$	$P_2O_5$	$SiO_2$	$Fe_2O_3$	$Al_2O_3$
10-1 П	Пахотная дерново-слабопод- золистая, иллювиально-же- лезистая супесчаная	A <sub>пах</sub> B <sub>1</sub> B <sub>2</sub> BC	0-20	8,0	7,0	6,9	18,2	5,2	20,7	25,4	0,05	0,12	0,42
			30-40	0,4	5,6	4,9	3,5	0,5	6,8	20,2	0,13	0,08	0,51
			50-60	0,4	5,7	4,6	0,5	1,0	2,5	20,1	0,15	0,08	0,31
			73-83	0,3	5,7	4,1	5,62	4,6	15,4	12,8	0,77	0,42	0,21
16-1 П	Пахотная дерново-слабопод- золистая с погребенным перелойно-аккумулятив- ным горизонтом, супесчаная	A <sub>пах</sub> A <sub>1</sub> A <sub>2</sub> BC <sub>g</sub>	0-20	5,1	7,2	6,6	16,2	1,00	42,6	25,3	0,43	0,12	0,31
			30-40	4,2	6,2	5,9	3,5	3,1	10,6	10,1	0,03	0,16	0,31
			55-65	3,2	6,1	5,4	5,1	1,5	6,0	25,2	0,15	0,08	0,31
			77-87	0,5	5,9	4,3	7,2	4,6	25,2	7,6	0,1	0,87	0,21
2-2 П	Пахотная дерново-слабопод- золистая супесчаная	A <sub>пах</sub>	0-20	2,0	6,7	6,3	6,3	1,4	12,1	25,2	0,05	0,21	0,21
			30-40	0,4	6,9	5,9	6,6	7,1	7,3	5,1	0,48	0,75	0,31
7-2 П	Пахотная дерново-слабопод- золистая поверхностно-гле- евая супесчаная	A <sub>пах</sub> B <sub>1</sub> B <sub>2</sub> BC <sub>g</sub>	0-20	2,3	6,8	6,1	5,4	1,0	14,6	25,2	0,27	0,21	0,10
			27-36	1,0	5,9	4,8	1,0	4,0	5,4	25,2	0,07	0,04	0,31
			35-45	0,4	5,9	4,4	4,0	2,0	7,5	10,1	0,03	0,37	0,21
			45-55	0,3	6,2	4,7	3,0	4,6	6,9	10,1	0,05	0,75	0,21
14-2 П	Пахотная дерново-среднепод- золистая поверхностно-гле- евая супесчаная	A <sub>пах</sub> A <sub>2</sub> B <sub>1</sub> BC <sub>g</sub>	0-20	3,0	6,6	5,9	6,5	1,0	11,9	25,2	0,03	0,12	0,21
			25-35	0,2	6,7	5,2	0,1	0	2,1	5,0	0,03	0,06	0,10
			40-50	0,2	6,4	4,9	4,1	5,6	7,0	12,7	0,03	0,49	0,21
			70-80	0,1	6,4	4,9	5,1	5,6	7,6	8,6	0,08	0,50	0,10

них пород и глубиной залегания подстилающей глинистой толщи. Это способствует формированию не только различной мощности пахотного слоя, но и всего облика почвенного профиля. По мере опускания глинистой толщи в профиле почвы прослеживаются все основные генетические горизонты ( $A_1$ ,  $A_2$ ,  $B$ ,  $BC$  и т. д.). При крупномасштабных и особенно детальных почвенных исследованиях необходимо учитывать неоднородность почвенного профиля.

2. В условиях сортоучастков, когда опыты ставятся на мелких делянках, изучение и выявление неоднородности почвенного профиля поможет внести определенные коррективы в оценку результатов изучения сорта.

### Литература

Бутузова О. В. О влиянии древесных пород на микрорельеф и комплексность почв. Ботанический журнал, т. 45, № 5, 1960.

Григорьев Г. И. Неоднородность почвенного покрова и ее виды в подзолистой зоне. «Почвоведение», № 5, 1970.

Долгова Л. С. О необходимости учета комплексности почвенного покрова в подзолистой зоне при составлении крупномасштабных карт. В кн. Почвенно-географические и ландшафтно-геохимические исследования. Изд. МГУ, 1964.

Захаров С. А. К вопросу о значении микро- и макрорельефа в подзолистой зоне. «Почвоведение», № 4, 1910.

Корниенко В. М. Макрорельеф и плодородие почв подзолистой зоны. «Почвоведение», № 2, 1950.

Розмахов И. Г. К методике полевых исследований лесных почв. Тр. Лен. Лесотехн. акад., 82, 1957.

Рубцова Л. П. Изменение серых лесных почв при сельскохозяйственном освоении. «Почвоведение», № 3, 1967.

Фридланд В. М. О структуре (строении) почвенного покрова. «Почвоведение», № 4, 1965.

Фридланд В. М. О структуре почвенного покрова главных почвенных зон и подзон западной части Советского Союза. «Почвоведение», № 5, 1967.

Ярцева А. К., Морозова А. В. Пестрота почвенного покрова в дерново-подзолистой зоне на примере опытного участка «СНЕГИРИ» Истринского района, Московской обл. «Почвоведение», № 11, 1963.

## ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ МИКРОМОРФОЛОГИИ НЕСКОЛЬКИХ ПОЧВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЛЕСНОГО ЗАПОВЕДНИКА

Изучение микростроения почв в шлифах получило уже достаточно широкое распространение при решении большого числа вопросов географо-генетического характера. Однако работы по изучению микроморфологии почв *in vivo* в отечественной литературе пока отсутствуют. Вместе с тем, исследование почвенного профиля в поле под лупой или микроскопом позволяет получить интересные сведения о характере почвенных составляющих, в особенности таких специфичных, как органическое вещество, живые организмы, различные новообразования.

Нами сделана попытка полевого изучения микроморфологии трех почв, развитых на близких по происхождению и составу породах и отличающихся условиями увлажнения и характером произрастающего на них леса. Разрезы были заложены на территории Центрального лесного заповедника.

Пробная площадь 1. Ельник кислично-черничный (зеленомошный). В наземном покрове кислица, черника, зеленые мхи, местами примесь сфагнума, папоротник. Подзол.

*A*<sub>0</sub> 0—5 см — влажные, плохо разложенные растительные остатки.

*Z* — состоит из хвон, веток, листьев и т. д., цвет серовато-бурых.

Отмечены следующие стадии разложения растительных остатков.

*Хвоя* свежая — зеленая и желтовато-зеленая, четкой формы с белыми точечными скоплениями микроскопических живых организмов. По мере разложения буреет, кожица вздувается, поверхность тускнеет, колонии микроорганизмов делаются многочисленнее, появляются слизь и гифы грибов. Хвоинки теряют четкость формы и становятся студенистыми.

*Веточки* серо-черные, окраска неравномерная, на поверхности ятна скоплений микроорганизмов, постепенно светлеют, становятся буровато-зелеными, покрываются слизью, кожица морщится и сдвигается, обнажая с концов древесину.

*Листья* желто-бурые, бурые, форма четкая, отдельные участки побурели сильнее, другие покрыты желтой или желто-бурой слизью, некоторые участки листьев выедены почвенными животными. По мере разложения листья все больше покры-

ляются слизью, теряют формы и сохраняется только сеть жилок.

*F* — состоит из полуразложившегося опада, преобладает хвоя, веточки, мох, листьев не обнаружено.

Хвоя цвета от красноватого до темно-бурого, влажная, покрыта слизью, белыми точечными колониями микроорганизмов, гифами грибов.

Мох бурый, тоже покрыт слизью. От веточек осталась одна кора с грибами по внутренней стенке. Гифы грибов переплели растительные остатки. В большом количестве живые корни и корневища. Отмечены семена растений, спутки желтой слизи не приуроченные к растительным остаткам. Наблюдались насекомые (4 экземпляра) и червь. Наибольшее количество насекомых, грибов, корней на контакте со слоем *H*.

*H* — черная, местами буро-черная бесструктурная влажная почти однородная масса, густо переплетена корнями, грибами, на отдельных участках спутки слизи, включения угольков.

*A*<sub>1</sub> — очень тонкая прослойка не выделяющаяся в отдельный горизонт, цвет серовато-бурый, в минеральной массе потеки органического вещества.

*A*<sub>2</sub> 5—12 (22) см — белесовато-серый легкий суглинок до супеси. Местами выклинивается (по валежине), уплотнен, нижняя граница неровная, по ней прослойка иллювиального гумуса, в которой много живых корней. Излом раковистый, много пор и ходов почвенных животных. По ходам корней черные и красноватые вкрапления органического происхождения, единично угольки, корней мало. Наблюдались мелкие насекомые. Поверхность минеральных зерен чистая. Встречающиеся в горизонте бурые пятна, различные визуально, представляют собой скопления микроконкреций. Окраска этих участков под лупой неровная — бурые, белесые и рыжие пятна: бурые и рыжие участки окрашены железо-органическими и железистыми соединениями, белесые — минеральная масса, состоящая из зерен первичных минералов. В прослойке иллювиального гумуса окраска под лупой также неравномерная. Бурые участки окрашены гумусовыми и гумусово-железистыми соединениями. По ходам корней гумусово-железистые выделения и округлые конкреции. Корней на контакте с горизонтом *B* значительно больше, чем в массе горизонта.

*B*<sub>лге</sub> 12 (22) — 37 (53) см — бурый, пятнистый, супесчаный. Излом раковистый, поры преимущественно без воды. Бурые участки — скопления конкреций железистых, железо-органических и железисто-марганцевых. Минеральные зерна покрыты железистыми пленками. Отдельные участки пропитаны железистыми и железо-органическими растворами. В этих участках корней больше, чем в окружающей массе. Вообще корней в этом горизонте больше, чем в *A*<sub>2</sub>. В порах и трещинах, по ходам корней натексов ориентированной глины не обнаружено. Переход постепенный.

$B_2$  — 37 (53) — 68 см — желто-палевый до серо-палевого. Песок. Излом раковистый. Поры, ходы животных и корней. По ходам живых корней часто ожелезнение, по ходам сгнивших — грибы. Конкреций меньше, чем в горизонте  $B_{27}$ , но еще много, плотные, мелкие, рыхлые — более крупных размеров. Иногда вокруг скоплений конкреций окружающая масса пропитана железистыми соединениями.

$B_3$  68—97 см — серый с красноватыми участками ожелезнения. Песок. Материал более крупнозернистый, чем в вышележащей толще, выделения железа в виде пятен или конкреций плотных и рыхлых, но менее многочисленны, чем в предыдущих горизонтах.

Пробная площадь 2. Ельник сложный. В первом ярусе осина, клен, липа. В наземном покрове кистлица, дрема, звездчатка, папоротник, медуница и пр. Почва дерново-подзолистая глееватая.

$A_2$  0—5 см — темнокоричневая влажная подстилка.

$Z$  — листья (составляют более заметную часть, чем в предыдущей почве), хвоя, веточки, отмершие и живые травинки. Отдельные участки оплетены гифами грибов. Листья свежие или сильно побуревшие, листовые пластинки сматы, края изъедены, пластины покрыты белыми точечными скоплениями живых организмов. В нижних слоях увеличивается разрушение краев листа, появляются участки покрытые слизью, листовая пластинка истончается становится мягкой, увеличивается количество слизи и грибов.

Хвоя рыжевато-желтая, форма четкая, по мере разложения буреет, разрыхляется, покрывается грибами и черными скоплениями микроорганизмов.

Ветки чернеют, покрываются слизью и грибами.

$F$  — слой состоит из сильно измененных, почти потерявших форму хвой и веток, листьев не обнаружено. Цвет темно-бурый. Растительные остатки часто покрыты грибами и слизью. Много живых корней и корневищ, личинки насекомых, семена. Наибольшее количество корней, грибов и слизи на контакте со слоем  $H$ .

$H$  — черная землистая масса, влажная с большим количеством корней. Личинки насекомых. Грибов меньше, чем в предыдущем слое. В горизонте обнаружено значительно больше насекомых, чем в аналогичном горизонте предыдущей почвы.

$A_1A_2$  5—20 см — серо-палевый, на отдельных участках черный, пылеватый средний суглинок, много корней. Оструктурен. Гумус виден в виде включений в минеральную массу. Зерна минералов без окрашенных пленок. По ходам живых корней скопления более тонких частиц, но ожелезнения, оподзоливания, оглеения не наблюдается. Насекомые единичны.

$A_2$  20—37 см — в верхней части влажный, серый с черными точечными вкраплениями гумуса и участками сильного осветле-

ния. Пылеватый тиксотропный средний суглинок. Оструктуренности нет, края сохранившихся структурных отдельностей оплывают. Корней очень мало. Железистые конкреции рыхлые и мелкие бурого цвета. Ниже почвенный материал приобретает серо-палевый цвет, становится более рыхлым. Отмечены скопления железистых конкреций округлой формы самых разнообразных размеров от едва различимых под лупой до видимых невооруженным глазом. На контакте с горизонтом В преобладают выделения гидроокислов железа в виде бурых пятен, чаще по порам и ходам отмерших корней. Конкреций меньше, чем в середине горизонта. Влажный по всему горизонту, но заплывание пор наблюдалось редко.

**В<sub>g</sub> 37—79 см** — пестроокрашенный, средний суглинок, отмечены три вида участков: серо-желтая — материнская минеральная масса без заметных включений привнесенного или измененного почвообразованием материала, розовато-серый материал, окрашенный небольшим количеством железа, и красные скопления буро-красных железистых конкреций, округлой формы с восковым блеском, покрытых глинистыми пленками. Некоторые из этих участков представляют сплошные сростки конкреций. В порах наблюдались натёки серой ориентированной глины, иногда с железом. По корням затёки тумуса. Отмечены включения опесчаненных белесых прослоек. В нижней части горизонт становится очень влажным. Пору заплывают, по ходам корней оглеение. Железистые конкреции занимают все еще большую часть материала, но становятся мельче.

**Пробная площадь 3.** Ельник чернично-сфагновый. В наземном покрове черника и сфагнум. Почва торфянисто-глеевая.

**Т<sub>0</sub> 0—9 см** — живой сфагнум, хвоя, небольшое количество листьев.

**Хвоя** бурая или оранжево-желтая, четкой формы, почти свежая, с глубиной разрыхляется, становится более плоской, покрывается черной землистой массой.

**Листья** сохранились хорошо, но часто слегка порваны, на нижней стороне черные пятна скоплений микроорганизмов, по мере разложения лист рвется, бурет, и на конечной стадии остается сеть жилок иногда покрытых гифами грибов.

**Веточки** почти неразложенные с разрыхленной корой. В слое отмечены живые корни, большое количество грибных гифов на контакте со следующим слоем. Насекомые единичны.

**Т<sub>1</sub> 9—16 см** — желтовато-черная масса, состоящая из осклизлых желто-бурых остатков сфагнума, перемешанных с черно-бурыми хорошо разложенными растительными остатками. Веточки разложены плохо. Отмечены живые корни и гифы грибов. С глубиной количество черной массы увеличивается. Корней много. Насекомых не обнаружено.

**Т<sub>2</sub> 16—22 см** — среднеразложенная желтовато-черная торфяная масса другого ботанического состава. Состоит из плоских

плотно слежавшихся травиннок, переслоенных землистой слизистой массой, слои не связаны. Корней, грибов, почвенных животных не обнаружено.

$A_1$  22—33 см — черно-бурая однородная минеральная масса, среднесуглинистая, пропитанная органическим веществом. Включения растительных остатков сильно разложившихся, но сохранивших форму. В нижней части черно-бурый до серого, пористый, поры заполнены водой и заплывают. Пятна, затеки и точечные включения.

$A_2G$  33—40 см — серый минеральный, с черно-бурыми пятнами включений торфа. Излом раковистый, поры заплывают, но меньше, чем в  $A_1$ . Корней мало. По ходам отмерших корней гумусированность и ожелезнение.

$G$  40—46 см — серый с затеками, буроватыми в верхней части и рыжеватыми в нижней. Излом слоеватый, упаковка более плотная, чем в  $A_2G$ , на концах слоев белая присыпка. В некоторых порах натеки ориентированной глины, окрашенные окисным или закисным железом. Очень часто натеки глины по ходам отмерших корней. Живые корни часты. На контакте с  $BG$  минеральная масса серо-сизая, с участками, окрашенными окислами железа в рыжий цвет. Чаще всего эти участки приурочены к ходам корней и порам.

$BG$  46—80 см — пестрый с рыжими и сизыми пятнами. Сизое пятно по водотoku: излом слоеватый, на изломе на сизом фоне бурые и ржаво-бурые пятна по отмершим корням, натеки сизой ориентированной глины, гумуса, окисных соединений железа. Корней меньше, чем в предыдущем горизонте. Рыжее пятно. Сочетание рыжих и сизых пятен, но преобладают рыжие. По порам и ходам отмерших корней натеки ориентированной глины, окрашенной окисными и закисными соединениями железа. Наблюдаются крупные стяжения окисных соединений железа не приуроченные к порам, иногда округлые конкреции. Натеки по ходам и трещинам, особенно в нижней части горизонта, многослойные. Отверстие поры обычно обрамлено каемкой сизой или темно-серой глины, затем идет черный органический материал, за ним красно-бурый железистый, переходящий постепенно в рыжеватобурый материнский материал. В некоторых порах каемки ожелезненного материала содержат не окисное, а закисное железо. Количество таких образований увеличивается с глубиной.

$BC_2$  80—98 см — пестрый, с рыжими и сизыми пятнами, похож на предыдущий, но черных трубчатых конкреций по порам и ходам корней значительно больше и они мощнее.

Приведенные микроморфологические описания указывают на существенные различия в процессах, происходящих в изученных почвах. Прежде всего остановимся на различиях в накоплении и разложении органического вещества. Совершенно очевидно, что скорость разложения опада зависит от его состава.

В первую очередь и при активном участии почвенных животных разлагаются листья и трава. Более грубый опад (ветки и хвоя) преобразуются медленнее и преимущественно микроорганизмами и грибами.

В ельнике сложном наблюдалось примерно одинаковое развитие подгоризонтов *Z*, *F*, *H* в горизонте  $A_0$  и выделяется гумусово-аккумулятивный горизонт. Растительный опад в этой почве подвергается сравнительно интенсивному воздействию почвенной флоры и фауны, что приводит к постепенному разложению растительных остатков с образованием органических веществ, накапливающихся в некотором количестве в почвенном профиле или мигрирующих вниз. Доля мигрирующей фазы велика, вследствие чего гумусово-аккумулятивный горизонт развит слабо. Гумус, закрепленный в горизонте  $A_1A_2$ , существует в основном независимо от минеральной массы, не вступая с ней во взаимодействие.

В ельнике кислотно-зеленомошном скорость разложения опада значительно меньшая, чем в ельнике сложном. Большую часть горизонта  $A_0$  составляют неразложенные или полуразложившиеся растительные остатки. Гумусовый горизонт совсем отсутствует, так как большая часть образовавшихся гумусовых веществ подвижна, некоторые из них осаждаются в горизонте  $B_{\text{Fe}}$  в форме железо-органических соединений, пропитывая отдельные участки почвы или образуя конкреции, другие мигрируют за пределы профиля или разлагаются до  $\text{CO}_2$  в почве. Судя по количеству органических и органожелезистых конкреций в нижней части профиля, значительная доля гумусовых веществ подвижна, выносятся из верхних горизонтов и осаждаются в  $B_g$ .

В ельнике чернично-сфагновом разложение растительного опада идет еще медленнее, следствием чего является торфянистый слой. Гумусовый горизонт содержит органическое вещество, не связанное с минеральной частью почвы. Судя по количеству органических и органо-железистых конкреций в нижней части профиля, значительная доля гумусовых веществ подвижна, выносятся из верхних горизонтов и осаждаются в горизонтах  $B_C$  и  $B_{C_g}$  в виде выделений по ходам и порам.

Формы глинистых образований наблюдать с помощью лупы трудно, но некоторые выводы относительно поведения глины в изученных почвах сделать можно. Прежде всего надо отметить, что натёки ориентированной глины были обнаружены только в дерново-подзолистой и торфянисто-глеевой почвах. В подзоле ориентированной глины не наблюдалось, что связано не со спецификой почвообразования, а с механическим составом почвы, так как вследствие меньшего содержания илистой фракции, чем в других почвах и большей пористости, натёки глины мелкие и неразличимы под лупой. В дерново-подзолистой почве натёки ориентированной глины наблюдались в горизонте  $B_1$  по ходам



и трещинам, в некоторых случаях глина была окрашена окислами железа. В торфянисто-глеевой почве скопления ориентированной глины в порах, трещинах и ходах отмерших корней наблюдались в сочетании с окисными и закисными соединениями железа. Отмечены они, начиная с горизонта *G* и достигают максимума в горизонте *B*. Для последнего характерны многослойные натёки тонкодисперсного материала, состоящие из слоя раскисленной ориентированной глины, слоя черных органо-железистых соединений и слоя бурых гидроокислов железа. Таким образом, глина диспергирована и передвигается по профилю, отлагаясь в порах и трещинах, по ходам корней вместе с железом.

Железистые новообразования наблюдались в изученных почвах в следующих формах. В подзоле гидроокислы железа в сочетании с органическим веществом появляются в горизонте  $A_2$  в виде округлых плотных конкреций или пропитывают отдельные участки почвы (возможно что при большем увеличении эти участки окажутся также скоплением конкреций). В горизонте  $B_{HFe}$  количество конкреций достигает максимума, а ниже уменьшается. Таким образом, в почве происходит интенсивное высвобождение железа из первичных минералов и миграция его под защитой органических веществ вниз по профилю с осаждением в толще почвы с горизонтом  $A_2$ . Наибольшая часть этих соединений закрепляется в горизонте  $B_{HFe}$ . При осаждении органическое вещество разлагается микроорганизмами, что сопровождается образованием конкреций. Подтверждением микробного происхождения этих форм новообразований служит заметное ожелезнение по ходам живых корней, которые, как известно, являются центрами скопления микроорганизмов в почве, и наличие конкреций в некоторых ходах отмерших корней.

В дерново-подзолистой почве формы железистых новообразований те же, что и в подзоле, максимальное скопление их приурочено к горизонту  $B_g$ . Натёки железо-органических соединений в порах и ходах наблюдаются здесь значительно чаще, что связано с механическим составом и структурой почвы.

В торфянисто-глеевой почве наблюдается очень интенсивное передвижение по профилю железо-органических соединений. Спецификой этого процесса в данной почве является переход железа в этих соединениях из окисного состояния в закисное и наоборот в зависимости от условий аэрации. Округлых конкреций обнаружено мало. Обычно железо-органические соединения наблюдаются в виде пятен, затеков, натёков по порам и трещинам. В нижней части горизонта  $BC$  отмечены в большом количестве слоистые органо-железистые новообразования в порах и ходах корней в виде трубочек. По всей вероятности это образование является реликтовым, о чем свидетельствует отложение глинистого материала по внутренней стенке трубок.

## ВЫВОДЫ

1. Дерново-подзолистая глееватая почва. Разложение растительного опада идет сравнительно равномерно, но большая часть образующихся гумусовых веществ не закрепляется в гумусовом горизонте, а мигрирует вниз, осаждаясь или разлагаясь в процессе миграции. Часть из них мигрирует, видимо, в виде Fe или Mn — органических соединений, осаждаясь в горизонте В, разлагается микроорганизмами с образованием железистых, железо-марганцевых конкреций. Натёки в порах состоят из ориентированной глины и железистых соединений. В нижней части профиля эти натёки могут содержать закисные соединения железа.

2. Подзол. Разложение растительного опада замедлено. Гумусовые вещества почти полностью подвижны и не закрепляются в верхнем горизонте. Из-за лучшей аэрации и более подвижного гумуса все процессы передвижения и осаждения железозоорганических соединений в почве усилены по сравнению с дерново-подзолисто-глееватой.

3. Торфянисто-глеевая почва характеризуется значительным накоплением неразложившегося органического вещества вследствие пониженной биологической активности. Гумус подвижен, видимо, слабо, но этой стадии предшествовала фаза сильной миграции гумуса в нижние горизонты, следствием чего являются трубчатые железозоорганические конкреции. В современных условиях происходит интенсивное передвижение глины и железистых соединений, подвижность последних усиливается в условиях переувлажнения, вследствие перехода железа в закисную форму. Очевидно, основным источником энергии для микроорганизмов в данной почве является железо.

## СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СВОЙСТВ ЦЕЛИННЫХ И ПАХОТНЫХ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

Производственное воздействие человека оказывает многостороннее влияние на свойства почв и характер почвообразовательного процесса. Изучение закономерностей количественных и качественных изменений почв подзолистого типа позволило накопить обширный материал и выявить диагностические показатели почв разной степени окультуренности (Благовидов, 1968, Коновалова, 1967). Наиболее обстоятельно изучено изменение морфологических признаков и химических свойств почв, установлена тесная связь плодородия почвы и урожайности сельскохозяйственных растений с признаками, характеризующими почвенный поглощающий комплекс и кислотность (Кулаковская, 1964). А. А. Коротков (1970) указывает, что не все свойства почвы в одинаковой степени изменяются под влиянием производственного воздействия. Наиболее активно отзываются на изменение условий почвообразования состав обменных катионов, реакция, содержание элементов питания в доступной для растений форме. Относительно медленно изменяются под воздействием человека количество и состав гумуса, валовое содержание элементов питания, групповой состав фосфатов и значительно медленнее изменяются механический, валовой, химический и минералогический составы почвы.

Как известно, плодородие почвы определяется всей совокупностью физических, химических и биологических свойств. Поэтому для характеристики почвообразовательного процесса в пахотных почвах и степени их окультуренности наряду с химическими критериями необходимо также определение агрофизических свойств почв, которые обеспечивают мобильность питательных элементов вносимых удобрений и наряду с агрохимическими свойствами определяют почвенное плодородие (Рыжов, 1968). Это особенно важно в подзолистой зоне, где эффективность удобрений тесно связана с регулированием водных, воздушных и тепловых условий, регулирующих общую биохимическую среду в почве.

Окультуренные почвы обладают рядом признаков, отличающих их от соответствующих целинных аналогов. Под влиянием производственного воздействия совокупно изменяются все факторы почвенного плодородия, но характер этих изменений, их количественная и качественная стороны далеко не одинаковы.

Каждый фактор почвенного плодородия одинаково важен для растений и может выступать лимитирующим в получении урожая, если окажется в минимуме. Установление изменений свойств, возникающих в пахотных почвах, весьма важно для характеристики почвообразовательного процесса, протекающего под влиянием деятельности человека. Во всей проблеме окультуривания почв подзолистого типа центральным по-прежнему остается вопрос о развитии процесса подзолообразования. В ряде работ, рассматривающих почвообразование в пахотных почвах, приводятся данные, позволившие авторам высказать предположение о прекращении подзолообразования под влиянием агротехники (Гладилевич, 1936, Гаркуша, 1956, Скрынникова, 1959). Ряд исследователей отмечает параллельное развитие дернового и подзолистого процессов в почвах пашни и некоторое снижение интенсивности подзолообразования в результате наличия в почвенном растворе большого количества оснований, освобождающихся при минерализации органических веществ (Шарова, 1940, Смирнова, 1946, Завалишин и Надеждин, 1952). В более поздних работах высказаны положения об усилении процесса аккумуляции и увеличении мощности оподзоливающейся толщи почвенного профиля пахотных почв; процесс подзолообразования в пахотных почвах не прекращается, но развивается в подпахотной части профиля и захватывает верхнюю часть горизонта смыывания (Долотов, 1967, Коротков, 1968, Пестряков, 1969).

Чтобы выяснить характер изменений физических, химических и биологических свойств пахотных дерново-подзолистых почв в сравнении с целинными аналогами мы провели исследования на территории Ленинградской области. В качестве объектов были взяты почвы Гатчинского и Волосовского сортоучастков. На территории Гатчинского сортоучастка почвы дерново-сильно-подзолистые супесчаные на опесчаненном суглинке. Разрез 1 заложен на пашне шестидесятилетнего использования, разрез 2 — на пашне пятнадцатилетнего использования. Пашня используется в восьмипольном севообороте с двумя полями многолетних трав и занятым паром. Разрез 3 заложен на целине (вырубка, заросшая вторичным молодым ольховым лесом, травяного покрова нет). Описание разреза приводится ниже.

$A_1$  0—10 см — супесчаный, темно-серого цвета, рыхлый, структура непрочная, пронизан корнями, переход плавный.

$A_1A_2$  10—15 см — переходный к  $A_2$ , в нижней части светлее.

$A_2$  15—30 см — светло-желтый с белесыми и гумусированными пятнами, пронизан корневыми остатками и ходами червей, встречаются включения мелких камней, на границе перехода камни более крупные; языковидные затеки глубоко врезаны в следующий горизонт.

$A_2B$  30—45 см — коричневый суглинок с светло-желтыми вертикальными прослойками песка, плотный, валунный, с ходами червей и древесных корней.

В 45—95 см — более однородный красно-бурый суглинок, плотный, переход в горизонт С не выражен.

С 95—140 см — однородный, более рыхлый чем горизонт В, красно-бурый, валунный опесчаненный суглинок.

Материнскими породами здесь являются опесчаненные суглинки, обогащенные соединениями железа, что обуславливает красно-бурый цвет и связность пород, стирание границы перехода ниже горизонта вымывания.

На территории Волосовского сортоучастка исследованы дерново-подзолистые суглинистые почвы на карбонатной глинке. Разрез 6 заложен на пашне восьмидесятилетнего использования. Разрез 7 — на пашне трехлетнего использования. На сортоучастке освоен восьмипольный полевой севооборот с двумя полями многолетних трав и занятым паром. Целинный аналог почвы взят с неосвоенного залесенного естественного сенокоса, где преобладает злаковое разнотравье. Приводим описание разреза 8 на целинном участке.

$A_1$  0—12 см — суглинистый, серого цвета, пронизан корнями травянистых растений, структура мелкокомковатая, переход в следующий горизонт плавный.

$A_2$  12—28 см — желто-палевого цвета, суглинистый, опесчаненный, с белесыми присыпками, постепенно переходит в следующий горизонт.

$A_2B$  28—45 см — переходный от  $A_2$  к В, желто-бурого цвета, тяжело-суглинистый.

В 45—62 см — бурого цвета, глинистый, слоистого сложения, плотный, переход в следующий горизонт плавный.

ВС 62—100 см — бурого цвета, глинистый, с включением карбонатов, вскипает, плотный.

Почвообразующие породы — карбонатные глины, с включением обломков известняка.

Исследованные целинные и пахотные почвы расположены на аналогичных формах рельефа в непосредственной близости, что позволяет судить об их однородности. За последние двадцать лет на Гатчинском сортоучастке в севообороте в среднем в год вносилось на гектар по 10 т навоза, 153 кг действующего вещества минеральных удобрений и 0,29 т известковых материалов. На Волосовском сортоучастке соответственно по 5,7 т навоза, 124 кг NPK, известкование не проводилось.

Сбор почвенных образцов производился одновременно на всех объектах в конце июля — начале августа 1966 г. непрерывно через 10 см послойно по всему почвенному профилю. Определены валовой химический состав; механический состав методом пипетки по Качинскому; агрегатный и микроагрегатный состав; объемный и удельный вес; наименьшая полевая влагемкость и максимальная гигроскопическая влажность; содержание гумуса и его групповой состав по методу И. В. Тюрина в модификации В. В. Пономаревой (1964); количество и

состав обменных катионов —  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{+}$ ,  $\text{H}^{+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ , величина гидролитической кислотности, рН солевой и водной вытяжки; содержание общего и гидролизуемого азота, валовой и подвижной  $\text{P}_2\text{O}_5$ , обменного калия; общее количество микроорганизмов.

Как показали исследования (табл. 1), длительное сельскохозяйственное использование почв сопровождается некоторым уменьшением илстой фракции в верхней части почвенного профиля, видимо, за счет некоторого разрушения и выноса органоминеральных коллоидов. Этот процесс интенсивно развит в супесчаной почве и охватывает значительную толщу верхней части почвенного профиля, в суглинистой почве он более активно проявляется в подпахотной части.

Плотность гумусовых горизонтов во всех исследованных целинных почвах значительно ниже, а общая порозность — выше, по сравнению с аналогичными пахотными. Это связано с повышенным содержанием в целинных почвах гумуса, лучшей оструктуренностью, постоянным наличием корней многолетних растений. Показатели объемного веса в гумусовых горизонтах пашни поддерживаются обработкой на оптимальном для сельскохозяйственных растений уровне во всем вновь созданном гумусовом горизонте. В результате обработки мощность гумусового горизонта с благоприятными физическими свойствами увеличивается в два раза — до 25—30 см. В суглинистой почве пашни улучшаются показатели объемного веса и порозности и в горизонтах, залегающих непосредственно под гумусовым, что указывает на положительное влияние окультуривания и в этой части почвенного профиля.

Отчетливо выражено изменение водных свойств дерново-подзолистых почв под воздействием агротехнических мероприятий. Целинные почвы, как более гумусные по сравнению с пахотными, в перегнойных горизонтах характеризуются более высокой максимальной гигроскопичностью. Распашка целины и связанная с этим потеря органического вещества сопровождается некоторым снижением максимальной гигроскопичности в перегнойных горизонтах. Влажность завядания в окультуренных почвах ниже, чем в целинных. В супесчаной почве этот разрыв значительный, а в суглинистой он меньше. Полевая влагемкость и запас активной влаги также выше в гумусовых горизонтах целинных почв и несколько снижаются в почвах пашни. Несмотря на некоторое уменьшение абсолютных величин активной влаги, общий запас продуктивной влаги в корнеобитаемом слое пахотных почв значительно повышается за счет увеличения мощности гумусового горизонта.

Оструктуренность и количество водопрочных макроагрегатов выше в целинных почвах, чем в пахотных (табл. 2). В старопашотной супесчаной почве количество водопрочных агрегатов в верхнем горизонте по сравнению с целинной уменьшилось на 34—37%; в суглинистой соответственно на 9—11%. Уменьше-

Таблица 1

## Водно-физические свойства дерново-подзолистых почв

Угодье и № разреза	Генетические горизонты и глубина образца (с/м)	Объемный вес (г/см <sup>3</sup> )	Порозность (% к объему)	В процентах к весу почвы			
				фракция < 0,001 мм	максимальная гигроскопическая вода	полевая влагоемкость	активная влага
<b>Дерново-сильнопodzолистая супесчаная на опесчаненном суглинке (Гатчинский сортоучасток)</b>							
Целина, разрез 3	A <sub>1</sub> 0—15	1,15	56	7,05	3,03	27,5	22,96
	A <sub>2</sub> 15—30	1,42	47	5,98	2,77	20,3	16,15
	B 45—65	1,59	41	12,53	4,22	16,2	9,87
	C 90—100	1,73	36	14,08	4,19	13,9	7,63
Пашня длительного использования, разрез 1	A <sub>1</sub> 0—30	1,30	49	2,97	2,16	22,3	19,06
	A <sub>2</sub> 30—40	1,67	37	5,04	2,19	15,6	12,23
	B 60—70	1,72	36	14,53	4,48	16,3	9,57
	C 90—100	1,72	37	17,22	4,87	14,0	6,70

## Дерново-подзолистая суглинистая на карбонатной глине (Волосовский сортоучасток)

Целина, разрез 8	A <sub>1</sub> 0—12	1,36	47	11,90	5,40	30,6	19,8
	A <sub>2</sub> 12—28	1,63	40	15,18	4,48	19,7	10,74
	B 28—45	1,61	40	28,59	7,75	22,6	7,10
	B 45—55	1,56	43	38,82	10,46	—	—
Пашня длительного использования, разрез 6	A <sub>1</sub> 0—20	1,43	46	11,27	4,13	25,0	18,74
	A <sub>2</sub> 25—35	1,45	46	10,40	2,97	22,9	16,96
	B 70—80	1,53	44	39,87	11,24	—	—

ние содержания структурных агрегатов обусловлено уменьшением содержания гумуса, минеральных коллоидных частиц, а также прилаживанием и перемешиванием с гумусовым подзолистого горизонта.

В целинных почвах наибольшей водопрочностью обладают комковатые агрегаты размером 1—5 мм, в то время как в почвах пашни возрастает водопрочность мелких агрегатов размером 0,25—0,5 мм. Так, в супесчаной почве пашни по всей глубине гумусового горизонта количество мелких агрегатов возрастает до 19—24% (повышается в 3 раза); в суглинистой почве до 12—20%. В них также повышается водопрочность агрегатов размером 0,5—1 мм.

Сельскохозяйственное использование почв сопровождается заметным снижением гидролитической и обменной кислотности, повышением pH и значительным уменьшением содержания обменных оснований кальция и магния и емкости поглощения по всему профилю, но наиболее значительны изменения в гумусовых горизонтах (табл. 3). В пахотных почвах емкость

Структурный состав и водопрочность макроструктуры гумусового горизонта пахотных и целинных почв (%) (метод Савинова)

Название почвы	Уголь и № разреза	Глубина образца (см)	Солекарман гумуса (%)	Диаметр агрегатов (мм)								Сумма фракция 10-0,25
				> 10	10-7	7-5	5	2	1-0,5	0,5-0,25	< 0,25	
Дерново-сильноподзолистая супесчаная на опесчанном суглинке (Гатчинский сортоучасток)	Целина, разрез 3	0-15	3,07	4,4	5,5	10,1	17,4	25,2	6,6	12,2	18,6	77,0
				—	9,8	6,1	15,7	21,5	6,9	7,1	32,9	67,1
	Пашня, разрез 1	0-20	1,91	7,1	7,7	8,3	10,9	18,3	6,5	16,0	25,2	67,7
				—	0,6	1,7	1,9	3,3	5,4	19,3	66,8	33,2
Дерново-подзолистая суглинистая на карбонатной глине (Волосовский госсортоучасток)	Целина, разрез 8	0-12	5,04	—	0,7	1,4	1,6	2,4	4,6	20,4	69,9	30,1
				11,9	12,3	12,4	17,1	24,3	6,0	6,2	9,8	78,3
	Пашня, разрез 6	0-10	2,87	3,2	7,0	6,1	8,9	18,6	12,0	3,8	40,4	56,4
				18,1	14,6	10,3	14,0	22,9	6,4	5,4	8,3	75,6
	10-20	2,87	3,6	4,2	1,8	1,7	10,4	17,1	12,2	49,0	47,4	
			12,5	12,5	9,5	14,1	25,0	7,9	8,1	10,4	77,1	
	20-25	2,44	10,7	10,7	8,4	13,8	25,9	8,0	9,0	13,5	75,8	
			0,2	0,6	0,3	1,4	8,6	21,4	14,2	56,3	43,5	

Примечание. В числителе количество агрегатов при сухом просеивании, в знаменателе — при мокром.



Таблица 3\*

## Содержание гумуса, обменных катионов и кислотность целинных и пахотных почв

Угодье и № разрез	Горизонты и глубина образца (см)	Гумус (%)	рН солевой	Гидролитическая кислотность (мг-экв 100 г почвы)	Обменные катионы в мг-экв на 100 г почвы					Степень насыщенности оснований-мн (%)
					H <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	сумма	

## Дерново-сильноподзолистая супесчаная на опесчаненном суглинке (Гатчинский сортоучасток)

Целина, разрез 3	A <sub>1</sub>	0—10	3,74	4,26	6,23	0,02	1,29	3,25	2,44	7,00	47,7
	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	10—15	1,72	4,33	4,15	0,02	1,10	2,84	3,66	7,62	61,0
	A <sub>2</sub>	15—25	1,31	4,33	3,29	0,02	1,12	2,02	2,02	5,18	55,1
	A <sub>2</sub>	25—30	0,81	4,25	2,60	0,02	2,38	1,62	1,22	5,24	52,2
	A <sub>2</sub> B	40—45	0,42	4,01	3,29	0,02	5,87	2,03	1,62	8,54	52,6
	B	55—65	0,32	4,02	2,77	0,01	5,41	2,03	1,22	8,67	54,0
	C	100—120	0,21	3,95	2,25	0,02	4,58	2,02	2,02	8,64	64,2
Пашня, разрез 1	A <sub>пах</sub>	0—10	2,12	4,47	2,94	0,01	0,82	1,22	1,62	3,67	49,2
	A <sub>пах</sub>	10—20	1,82	4,43	2,94	0,01	1,00	2,46	0,40	3,87	49,3
	A <sub>пах</sub>	20—30	1,72	4,15	2,60	0,02	3,48	1,62	0,81	5,93	48,3
	A <sub>2</sub>	30—40	0,51	4,18	2,42	0,01	4,48	0,81	0,40	5,70	34,3
	A <sub>2</sub> B	45—55	0,30	4,02	2,42	0,01	4,66	0,81	0,81	6,29	40,1
	B	66—77	0,30	4,05	2,42	0,02	3,85	2,84	0,81	7,52	60,2
	C	95—100	—	4,04	2,42	0,02	3,84	2,02	1,62	7,50	60,2

## Дерново-подзолистая суглинистая на карбонатной глине (Волосовский сортоучасток)

Целина, разрез 8	A <sub>1</sub>	0—8	5,81	5,87	2,60	0,01	0,03	13,14	4,11	17,29	86,9
	A <sub>1</sub>	8—12	3,50	5,66	2,08	0,01	0,01	8,58	2,86	11,46	84,9
	A <sub>2</sub>	12—20	1,58	5,10	2,25	0,01	0,05	4,47	1,62	6,15	73,0
	A <sub>2</sub>	20—28	0,85	5,09	2,09	0,01	0,01	5,72	2,45	8,19	79,6
	B	28—35	0,74	5,37	1,56	0,01	0,03	6,97	4,50	11,51	88,0
	B	45—55	0,74	6,12	1,21	0,01	0,01	10,26	6,15	16,43	93,1
Пашня, разрез 6	A <sub>пах</sub>	0—10	2,87	6,24	1,27	0,01	0,11	8,98	3,26	12,36	90,6
	A <sub>пах</sub>	10—20	2,87	6,31	0,86	0,01	0,09	8,55	2,83	11,48	93,0
	A <sub>пах</sub>	20—25	2,44	6,32	0,91	0,01	0,09	8,98	1,63	10,71	92,1
	A <sub>2</sub>	25—35	1,97	6,28	0,69	0,01	0,11	4,88	1,62	6,62	90,4
	B	50—60	0,74	6,15	0,86	0,01	0,03	7,35	4,09	11,48	93,0

поглощения уменьшается в более глубокой части профиля по сравнению с целинными. Запасы обменного кальция в полуметровом слое пахотной супесчаной почвы по сравнению с целинной уменьшились с 2,9 до 2 т, в суглинистой — с 11,1 до 9,6 т.

Обработка почвы резко изменяет водно-воздушный режим, в значительной степени улучшает условия развития микрофлоры

\* В нижней части профиля супесчаной почвы обменная кислотность превышает гидролитическую. По мнению В. А. Чернова (1947), это явление свойственно красноземам и дерновоподзолистым почвам, богатым соединениями железа.

и наряду с увеличением общей численности микроорганизмов создает предпосылки для возрастания количества бактерий. Нами уже ранее отмечалось (Пестряков, 1970), что в пахотных почвах значительно возрастает количество микроорганизмов, участвующих в переработке органических остатков — аммонификаторов, денитрификаторов, маслянокислых и аэробных целлюлозоразлагающих бактерий. В супесчаной почве пашни количество грибов сократилось с 1020 тысяч до 150 тысяч, а общая численность микроорганизмов по сравнению с целинной увеличилась в 9 раз, количество аммонификаторов возросло в 5 раз, целлюлозоразлагающих — в 100 раз. В суглинистой, менее кислой почве, сформированной на карбонатной морене, целинные варианты почв по численности и составу микроорганизмов меньше отличаются от окультуренных, чем в супесчаной. Кроме того, припахивание безгумусной почвенной массы подзолистого горизонта также усиливает разложение органического вещества. Все это приводит к заметному уменьшению содержания и общих запасов гумуса, особенно в первые годы освоения почв. Для супесчаной почвы потери составляют 1,6—1,9% и суглинистой — 2,5—2,9%. Сравнивая одинаковые по мощности слои целины и пашни мы получили данные, свидетельствующие о заметном уменьшении запаса органического вещества в пахотном слое в первые годы освоения почв (табл. 4). При длительном воздействии агротехники и сельскохозяйственных растений запасы органического вещества в пахотных почвах восстанавливаются и почти равноценны целинным как в пахотном, так и в метровом слое. Можно считать, что длительное применение органических и минеральных удобрений в сочетании с травосеянием способствует сохранению такого количества органического вещества в пахотных почвах, которое свойственно целинным почвам.

Содержание общего азота в пахотных почвах изменяется в соответствии с изменениями в содержании гумуса. Запасы общего азота в гумусовом горизонте пахотных почв, как и запасы органического вещества, соответствуют его запасам в равноценных по мощности слоях целинных почв. Содержание валовой  $P_2O_5$  увеличивается, но показатели для почв разного механического состава далеко не одинаковы. Окультуривание почв более всего проявляется в накоплении подвижного фосфора. Запас подвижной  $P_2O_5$  в гумусовых горизонтах увеличивается в 2—4 раза по сравнению с целинными почвами. Содержание и запасы обменного калия изменяются слабо (табл. 5).

Как видно, под влиянием производственного воздействия в дерново-подзолистых почвах совокупно изменяются морфологическое строение, агрофизические, агрохимические и биологические свойства, причем ряд свойств приобретает положительные признаки, а некоторые из них ухудшаются. К числу положительных изменений относится увеличение мощности гумусового

Запасы гумуса в пахотных и целинных почвах

Почва	Угодье и № разреза	Мощность горизонтов (см)	Запас гумуса (т на 1 га)
Дерново-сильнопodzолистая супесчаная на опесчанном суглинке	Целина, разрез 3	A <sub>1</sub> 0—15	49,7
		A <sub>2</sub> 15—20	9,3
		A <sub>2</sub> B 20—30	14,6
		0—30	73,6
		0—100	110,9
	Пашня вновь освоенная, разрез 2	A <sub>1</sub> 0—15	35,1
		A <sub>1</sub> 15—20	10,0
		A <sub>2</sub> 20—30	7,8
		0—30	52,9
		0—100	67,1
	Пашня длительного использования, разрез 1	A <sub>1</sub> 0—15	39,0
		A <sub>1</sub> 15—20	12,1
A <sub>1</sub> 20—30		24,4	
0—30		75,5	
0—100		102,2	
Дерново-подзолистая суглинистая на карбонатной глине	Целина, разрез 8	A <sub>1</sub> 0—12	79,6
		A <sub>2</sub> 12—20	20,6
		A <sub>2</sub> 20—25	6,9
		0—25	107,1
		0—100	186,4
	Пашня вновь освоенная, разрез 7	A <sub>1</sub> 0—12	55,5
		A <sub>1</sub> 12—20	27,2
		20—25	7,2
		0—25	89,9
		0—100	156,9
	Пашня длительного использования, разрез 6	A <sub>1</sub> 0—12	50,2
		A <sub>1</sub> 12—20	32,2
A <sub>1</sub> 20—25		17,3	
0—25		99,7	
0—100		193,8	

горизонта, в котором снижаются все формы кислотности, происходит накопление питательных элементов, повышается запас активной влаги и водопрочность зернистых агрегатов, создается оптимальная плотность и порозность.

Вместе с тем сельскохозяйственное использование почв сопровождается некоторым уменьшением полевой влагоемкости и активной влаги, количества водопрочных комковатых агрегатов, содержания обменных оснований и гумуса. Запас органического вещества в гумусовом горизонте заметно уменьшается в первые годы освоения и впоследствии при длительном воздействии удобрений и сельскохозяйственных растений восстанавливается до уровня целинных почв. Такой характер изменений свойств почв свидетельствует о том, что современный почвообразовательный процесс тесно связан с системой поступления — выноса веществ в условиях активного биологического круговорота при сельскохозяйственном использовании почв.

Запасы азота,  $P_2O_5$  и  $K_2O$  в пахотном слое и равном по мощности слое целины

Угодья и № разреза	Мощность слоя (см)	Азот валовой (т на 1 га)	$P_2O_5$		Обменный $K_2O$ (кг на 1 га)
			валовое содержание (т на 1 га)	подвижные формы (кг на 1 га)	
<b>Дерново-сильнопodzолистая супесчаная</b>					
Целина, разрез 3 . . . . .	0—30	5,5	2,0	105	327
Пашня, вновь освоенная, разрез 2 . . . . .	0—30	4,6	2,4	169	303
Пашня длительного использования, разрез 1 . . . . .	0—30	5,9	2,5	193	417
<b>Дерново-подзолистая суглинистая</b>					
Целина, разрез 8 . . . . .	0—25	8,1	4,5	71	366
Пашня, вновь освоенная, разрез 7 . . . . .	0—25	6,1	4,2	156	185
Пашня длительного использования, разрез 6 . . . . .	0—25	8,9	7,8	270	235

Почва, как известно, развивается в тесной взаимосвязи с окружающей средой. Усиливая биологический круговорот веществ, производственное воздействие односторонне изменяет условия почвообразования, но не изменяет гидротермические факторы, почвообразующие породы, рельеф и географическое местоположение территории, которые определяют зональный характер почвообразовательного процесса. Поскольку эти факторы почвообразования не изменяются, они продолжают воздействовать на пахотные почвы. Поэтому, приобретаемые пахотными почвами под влиянием производственного воздействия, положительные признаки являются неустойчивыми, временными и при низкой агротехнике резко ухудшаются.

В свое время Н. Л. Благовидов (1954) выдвинул положение об интразональности процесса окультуривания почв. По его мнению накопление элементов плодородия почв можно рассматривать как проявление почвообразования по черноземному типу. При этом не учитывалось, что окультуривание почв интенсивно изменяет в основном функциональные, но мало изменяет основные свойства и вовсе не изменяет географическую среду, в которой почвы развиваются. Кроме того, сам процесс окультуривания исходит из того, чтобы устранить те отрицательные свойства и признаки почв, которые обусловлены зональным типом почвообразования.

Исследованиями последнего времени установлено, что накопление элементов плодородия в почвах подзолистого типа определяется уровнем производственного воздействия и имеет

определенные границы, выше которых увеличение содержания гумуса, обменных оснований и других веществ не наблюдается, или происходит крайне медленно при высоком уровне применения удобрений, извести и т. д. Вполне очевидно, что такие свойства почв подзолистого типа обусловлены их зональными особенностями. Данные по составу органического вещества окультуренных почв являются прямым свидетельством того, что почвообразование в пахотных почвах подзолистого типа имеет зональные черты.

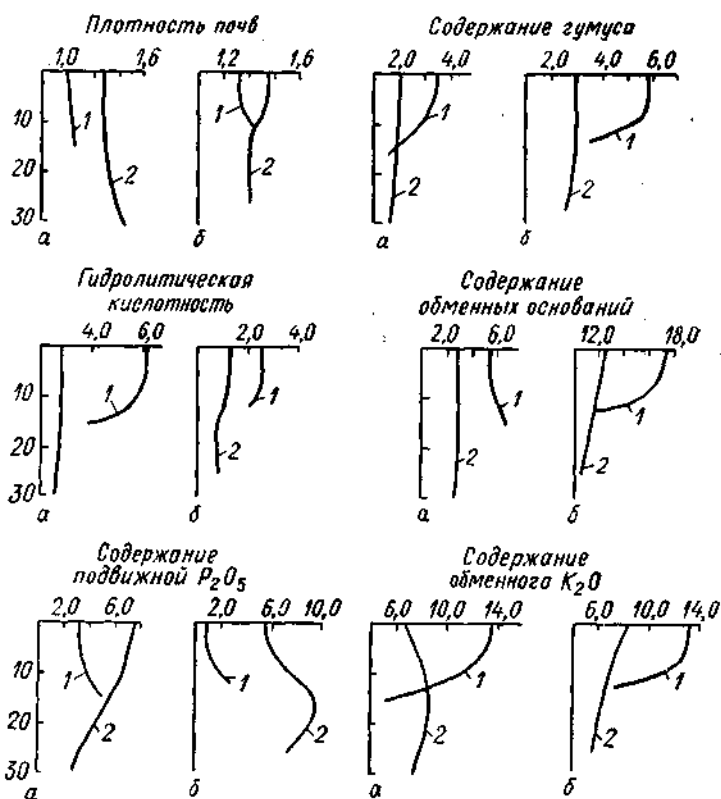


Рис. 1. Показатели свойств гумусового горизонта целинных (1) и пахотных (2) дерново-подзолистых: а) супесчаных, б) суглинистых почв.

Данные по составу органического вещества дерново-подзолистых почв (табл. 6) находятся в полном соответствии с данными А. А. Короткова (1960), Н. Н. Поддубного и Г. М. Кравцовой (1971) и свидетельствуют о том, что внесение средних доз органических и минеральных удобрений на фоне недостаточного известкования не изменяет фульватный характер гумуса.

Таблица 6

Состав гумуса целлюзных и пахотных почв  
(в % к общему углероду)

Генетические горизонты и глубина образца (см)	Общий С (%)		С гуминовых кислот			С фульвокислот			Общая сумма	ГК/ФК	С негидролизуемого остатка	Коэффициент оптической плотности	
	1	2	сумма	1 <sup>a</sup>	1	2	сумма	общий				гуминовых кислот	
													К
<b>Дерново-сильноподзолистая супесчаная (Гатчинский зерновой сортучасток)</b>													
<b>Целина, разрез 3</b>													
A <sub>1</sub> 0-10	1,79	11,01	0,72	11,80	5,22	20,08	—	25,30	37,10	0,4	62,90	4,3	6,4
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub> 10-15	1,01	9,77	3,39	13,16	6,38	23,83	—	30,21	43,37	0,4	56,63	4,2	7,0
A <sub>2</sub> 15-25	0,76	9,37	1,48	10,85	7,52	25,25	—	32,77	43,62	0,3	56,38	3,9	8,5
A <sub>2</sub> 25-30	0,44	7,69	2,26	9,95	9,72	27,83	—	37,55	47,50	0,2	52,50	3,5	6,3
A <sub>2</sub> B 40-45	0,16	4,45	3,19	7,64	19,74	26,76	3,17	49,67	57,31	0,1	42,69	1,5	3,7
B 55-65	0,11	4,63	2,77	7,40	17,59	29,63	0,93	48,15	55,55	0,1	44,45	1,4	3,3
<b>Пашня, разрез 1</b>													
A <sub>пах</sub> 0-10	0,89	11,42	4,30	15,72	8,57	24,45	—	33,02	48,74	0,4	51,26	5,1	9,6
A <sub>пах</sub> 20-30	0,69	12,06	1,89	13,95	7,26	29,04	—	36,30	50,25	0,3	49,75	5,0	11,2
A <sub>2</sub> 30-40	0,18	6,77	—	6,77	20,33	18,09	22,59	61,01	67,78	0,1	32,22	1,6	6,2
<b>Целина, разрез 8</b>													
A <sub>1</sub> 0-8	3,50	11,00	1,90	12,90	3,50	15,10	1,20	19,80	32,70	0,65	67,30	4,5	6,1
A <sub>1</sub> 8-12	2,13	11,40	—	11,40	5,00	14,50	5,30	24,80	36,20	0,45	63,80	4,7	8,3
A <sub>2</sub> 12-20	0,67	10,00	—	10,00	11,70	17,40	7,40	36,50	46,50	0,37	53,50	3,7	7,4
B 28-35	0,35	—	7,40	7,40	17,40	10,90	16,50	44,80	52,20	0,26	47,80	2,0	4,8
B 45-55	0,33	—	5,30	5,30	13,70	7,50	22,70	43,90	49,20	0,1	50,80	1,7	2,8
<b>Пашня, разрез 6</b>													
A <sub>пах</sub> 0-10	1,68	7,20	3,19	10,39	7,74	9,32	7,39	24,43	34,82	0,4	65,18	5,0	9,7
A <sub>2</sub> 25-35	0,60	4,88	4,04	8,92	20,37	8,92	7,58	36,87	45,79	0,2	54,21	5,2	8,4
A <sub>2</sub> 45-50	0,31	2,88	1,6	4,48	19,87	6,73	10,26	36,86	41,34	0,1	58,66	2,0	4,2
B 50-60	0,28	2,52	1,81	4,33	17,32	7,23	15,87	40,42	44,75	0,1	55,25	1,8	4,6

Отношение гуминовых кислот к фульвокислотам, как и оптическая плотность гумусовых веществ, сохранились в тех же пределах, что и до освоения. В пахотном слое, хотя и происходит некоторое увеличение содержания более прочно связанных гуминовых кислот и уменьшение содержания свободных фульвокислот, но это не изменяет в целом характера гумусообразования. Уменьшение содержания негидролизуемого остатка гумуса в пахотных почвах по сравнению с целинными является характерным признаком усиления процесса минерализации органического вещества.

В пахотных почвах, как и целинных, формируется фульватный тип гумусового профиля (Александрова, 1970), которому свойственно слабое закрепление гумусовых веществ в почве и передвижение их по профилю с промывными водами, вследствие чего пахотные почвы обедняются органическим веществом и постоянно подвергаются оподзоливающему действию фульвокислот.

Рядом исследователей (Сибирцев, Вильямс, Кауричев, Пономарева и др.) показано, что в развитии процесса подзолообразования активную роль играют подвижные группы органического вещества — фульвокислоты и особенно их свободные фракции. Как видим, в пахотных почвах групповой состав гумуса не изменяется, а в составе фульвокислот даже несколько увеличивается их наиболее подвижная часть (фракция Iа) по всему почвенному профилю, что является верным признаком развития зонального почвообразовательного процесса.

Одним из диагностических признаков почвообразовательного процесса является характер распределения окислов по профилю. Представленные в табл. 7 данные валового химического состава показывают резкую контрастность изученных почв по валовому составу. Целинная супесчаная почва формируется на крайне бедной почвообразующей породе. Отношение  $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$  довольно широкое, особенно низкое содержание валового кальция. Характер распределения окислов равномерный, заметного накопления каких-либо окислов в генетических горизонтах не наблюдается. Можно отметить лишь слабо выраженное накопление кальция в верхней части профиля за счет биогенной аккумуляции и незначительное уменьшение в горизонте  $A_1$  окислов железа.

В пахотной почве характер распределения окислов сохраняется, но наблюдается едва заметное накопление в верхней части профиля кремнезема и некоторое обеднение окислами железа до глубины 55 см. Следовательно, несколько расширяется, по сравнению с целинной почвой, отношение  $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$  и достигает максимума в подпахотной части. Заметного накопления  $\text{CaO}$  в горизонте  $A_1$  не происходит, тогда как подпахотный горизонт значительно обедняется кальцием. Биогенное

Валовой химический состав целинных и пахотных почв  
(в % на прокаленную почву)

Генетиче- ские горизонты	Глубина (см)	Гумус (%)	К	Q	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общее	TO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	SO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Сумма	SiO <sub>2</sub> R <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
Целина, разрез 3																				
A <sub>1</sub>	0-10	3,47	—	—	85,81	6,96	1,69	0,61	0,24	0,09	0,95	0,17	0,23	2,85	0,54	100,14	9,81	12,3	50,8	
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	10-15	1,72	—	—	84,76	7,23	2,16	0,60	0,24	0,10	0,81	0,33	0,17	2,92	0,56	99,88	9,01	11,7	39,2	
A <sub>2</sub>	15-25	1,31	—	—	85,17	7,34	2,15	0,60	0,24	0,09	0,80	0,25	0,17	2,98	0,56	100,35	9,01	11,6	36,9	
A <sub>2</sub>	25-30	0,81	—	—	84,83	7,68	2,13	0,55	0,19	0,09	0,68	0,31	0,18	3,12	0,54	100,30	8,61	11,6	39,8	
A <sub>2</sub> B	30-40	0,40	—	—	84,43	7,76	2,63	0,53	0,17	0,08	0,68	0,33	0,20	3,06	0,37	100,24	8,11	10,7	32,1	
A <sub>2</sub> B	40-45	0,42	—	—	83,66	8,19	2,99	0,59	0,18	0,10	0,57	0,31	0,19	3,24	0,32	100,34	7,51	10,2	28,0	
B	45-55	0,42	—	—	84,87	7,45	2,87	0,53	0,19	0,08	0,63	0,32	0,19	2,85	0,26	100,24	8,21	11,4	29,5	
B	55-65	0,32	—	—	84,98	7,36	2,70	0,49	0,18	0,08	0,68	0,20	0,23	2,97	0,25	100,10	8,41	11,5	31,5	
B	70-80	0,32	—	—	85,90	7,92	2,52	0,55	0,18	0,07	0,71	0,24	0,15	2,79	0,23	100,36	8,21	10,8	34,1	
C	100-102	0,21	—	—	86,36	6,50	2,29	0,55	0,19	0,08	0,57	0,24	0,22	2,72	0,26	99,98	9,81	13,3	37,7	
Пашня, разрез 1																				
A <sub>max</sub>	0-10	2,12	-2,1	13,9	86,56	6,60	1,66	0,60	0,20	0,11	0,80	0,16	0,14	2,53	0,56	100,01	10,51	13,1	52,1	
A <sub>max</sub>	10-20	1,82	-2,4	15,2	86,73	6,71	1,57	0,54	0,28	0,11	0,77	0,08	0,25	2,67	0,56	100,27	10,51	12,9	55,3	
A <sub>max</sub>	20-30	1,72	-2,1	14,0	86,56	6,78	1,65	0,55	0,27	0,11	0,63	0,16	0,22	2,72	0,56	100,21	10,31	12,8	52,5	
A <sub>2</sub>	30-40	0,50	-3,0	19,8	87,36	6,28	1,62	0,59	0,23	0,08	0,57	0,24	0,14	2,76	0,46	100,33	11,01	13,9	53,9	

Дерново-сильнопodzольная супесчаная на олесчанном суглинке



А <sub>0</sub>	40-45	0,32	-5,0	-25,8	88,20	5,85	1,53	0,54	0,19	0,07	0,56	0,16	0,15	2,64	0,34	100,23	11,9	15,0	51,7
А <sub>1</sub>	45-55	0,30	-2,4	-15,8	86,80	6,69	1,95	0,50	0,19	0,07	0,79	0,16	0,19	2,63	0,30	100,27	11,9	12,9	44,5
В	55-66	0,20	+0,3	+2,1	84,43	7,96	2,62	0,55	0,21	0,07	0,69	0,28	0,16	2,86	0,34	100,17	7,9	10,6	32,2
В	66-77	0,30	+0,6	+4,1	84,18	7,75	2,86	0,55	0,25	0,07	0,69	0,32	0,08	2,84	0,25	99,84	7,9	10,8	29,4
В	80-90	0,30	-0,1	-0,4	84,77	7,34	2,86	0,55	0,13	0,07	0,63	0,41	0,17	3,04	0,25	100,22	8,3	11,5	29,6
С	95-110	—	0	0	84,71	7,53	2,70	0,55	0,21	0,07	0,70	0,41	0,19	2,90	0,26	100,23	8,3	11,2	31,4

Дерново-подзолистая суглинистая на карбонатной глине

Целлюза, разрез 8	0-8	5,81	-8,6	-29,7	77,69	11,06	3,77	1,05	0,38	0,14	1,37	0,80	0,26	2,49	0,76	99,77	5,4	7,0	20,6
А <sub>1</sub>	8-12	3,50	-9,4	-32,2	78,30	10,43	3,02	0,93	0,38	0,15	1,21	0,69	0,02	3,41	1,17	99,71	7,8	7,5	25,9
А <sub>2</sub>	12-20	1,58	-9,3	-32,2	78,31	11,24	3,25	0,90	0,42	0,12	0,94	0,75	0,04	2,77	0,97	99,71	5,4	6,9	24,1
В	20-28	0,85	-6,5	-22,4	75,91	12,65	4,41	0,92	0,51	0,13	0,94	1,00	0,03	2,61	0,55	99,66	4,4	6,0	17,2
В	28-35	0,74	-3,9	-13,4	73,86	13,85	5,49	0,94	0,61	0,12	1,07	1,18	0,08	2,22	0,32	99,74	3,8	5,3	13,4
В	35-45	0,74	-1,4	-8,8	72,05	14,30	5,76	1,02	0,77	0,14	1,07	1,27	0,05	2,69	0,44	99,56	3,6	5,0	12,5
В	45-55	0,74	-0,3	-2,6	71,22	13,30	5,55	1,02	0,76	0,14	1,08	1,70	0,03	4,36	0,63	99,79	3,8	5,3	12,8
В	55-62	0,74	+0,3	+1,8	70,75	12,96	5,06	0,91	1,05	0,14	1,80	2,06	0,03	4,39	0,72	99,87	3,9	5,4	14,0
В	62-70	He	-0,6	-2,2	71,43	13,49	5,87	0,92	0,81	0,14	1,07	1,53	0,05	3,96	0,64	99,91	3,7	5,3	12,1
BC	70-80	0,53	0	0	70,97	12,74	5,48	0,90	0,86	0,14	3,01	1,28	0,20	3,32	0,62	99,52	3,9	5,5	12,8
Пашня, разрез 6	С-10	2,87	-14,1	-40,8	78,57	11,12	2,98	0,82	0,18	0,10	1,55	0,77	0,09	2,51	0,87	99,56	5,5	7,0	26,4
Апах	10-20	2,87	-13,6	-42,8	79,16	11,20	2,79	0,87	0,41	0,10	1,66	0,51	0,13	1,85	0,89	99,57	5,6	7,0	28,4
Апах	20-25	2,44	-12,6	-39,5	78,23	10,43	3,13	0,89	0,42	0,13	1,30	0,84	0,08	2,74	1,48	99,67	5,7	7,5	26,0
А <sub>2</sub>	25-35	1,27	-11,8	-37,6	77,68	11,42	3,19	0,77	0,35	0,10	1,39	0,83	0,09	2,61	1,39	99,62	5,3	6,8	24,3
А <sub>2</sub>	35-45	0,85	-11,4	-36,2	77,30	11,21	3,39	0,75	0,31	0,09	1,50	0,83	0,04	3,32	0,85	99,59	5,3	6,9	22,8
А <sub>2</sub>	45-50	0,63	-10,3	-32,7	76,34	12,29	3,48	0,87	0,31	0,11	1,27	0,91	0,04	2,85	1,12	99,59	4,8	6,2	21,9
В	50-60	0,74	-8,6	-25,3	74,42	12,64	4,62	0,75	0,35	0,13	0,94	1,09	0,04	3,71	0,86	99,55	4,3	5,9	16,1
В	60-70	0,74	-4,4	-14,1	71,65	13,89	5,44	0,79	0,42	0,14	0,96	1,53	0,14	4,35	0,60	99,91	3,7	5,2	13,1
BC	70-80	0,53	0	0	68,46	14,44	5,91	0,80	0,45	0,11	3,95	2,73	0,10	2,20	0,55	99,70	3,3	4,7	11,6

накопление  $P_2O_5$  как и в целинной почве выражено довольно слабо.

Для суждения о степени разрушенности породы и подвижной части мы произвели расчеты общего коэффициента выветрелости ( $K$ ) — отношение количества вынесенных веществ к общему первоначальному их содержанию и степени подзолистости, ( $Q$ ) — относительное обеднение данного горизонта подвижными окислами (по Роде, 1933). Несмотря на некоторую условность этих показателей, по ним в общих чертах можно судить об интенсивности процесса разрушения и выноса. Как видно из табл. 7, в супесчаной целинной почве заметного перемещения окислов не происходит, что можно, по-видимому, объяснить замедлением процесса разрушения минералов в условиях недостаточного поступления в почву растительного опада под молодым ольховым лесом и слабой биологической активности. Несмотря на это морфологически подзолистый горизонт выражен довольно отчетливо.

Как показали расчеты А. А. Короткова (1968), с удобрениями и растительными остатками в пахотные почвы поступает значительное количество окислов, особенно  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$ . Поступающие окислы не остаются в почве инертными, они взаимодействуют с растворами, подвергаются выносу урожаем растений и с промывными водами. Судя по общему коэффициенту выветрелости ( $K$ ) и степени подзолистости ( $Q$ ) в пахотной почве протекает процесс разрушения как породы, так и подвижной части и охватывает всю верхнюю часть почвенной толщи, но достигает максимума в подпахотном слое, при этом разрушение подвижной части происходит значительно активней, чем породы. Все это может указывать на некоторое усиление подзолообразования во всей верхней толще почвенного профиля и особенно в подпахотном слое пахотных почв по сравнению с целинными.

Суглинистая почва сформирована на карбонатных, богатых подвижными окислами породах, профиль целины и пашни значительно дифференцирован по распределению кремнезема, полуторных окислов и кальция. Здесь отношение  $SiO_2 : R_2O_3$  значительно уже, чем в супесчаных почвах, но в верхней почвенной толще возрастает по сравнению с почвообразующей породой. Относительное обогащение верхних горизонтов кремнеземом связано с отчетливо выраженным уменьшением в них кальция и железа, причем вынос железа в пахотной почве охватывает почти все генетические горизонты — с этим связано некоторое осветление подзолистого горизонта и его отчетливое проявление в профиле пахотной почвы. Биогенного накопления  $P_2O_5$  в пахотной почве, как и в целинной, не происходит, видимо, ввиду недостаточного внесения удобрений.

Общий коэффициент выветрелости ( $K$ ) свидетельствует о более интенсивном разрушении породы, чем в супесчаной почве,

а показатели степени подзолистости ( $Q$ ) указывают на более активное разрушение подвижной части, причем в пахотной почве этот процесс усиливается по всему профилю.

Следовательно, по данным валового химического состава можно видеть, что в исследованных почвах под влиянием средних доз удобрений биогенного накопления  $P_2O_5$  и  $CaO$  не происходит. Показатели общей разрушенности породы ( $K$ ) и разрушенности подвижной части ( $Q$ ) свидетельствуют о некотором усилении процесса выноса из верхней части почвенного профиля пахотных почв с максимумом в подпахотном слое, т. е. в них сохраняется элювиальный характер профиля. Вполне очевидно, что для усиления аккумулятивного процесса необходимо более активное производственное воздействие, с тем чтобы не только компенсировать вынос веществ урожаем и промышленными водами, но и обеспечить превышение их поступления.

Следует отметить, что по мере усиления производственного воздействия в пахотных почвах периодически припахивалась и окультуривалась некоторая часть почвенной массы подпахотного горизонта, что в ряде случаев полностью устраняло подзолистый горизонт. Поэтому профиль освоенных дерново-подзолистых почв имеет реликтовый характер. Учитывая, что короткий исторический период (одно столетие) недостаточен для отчетливого проявления подзолообразовательного процесса, морфологически подзолистый горизонт в пахотных почвах почти всегда не выражен.

Пахотным почвам, как и целинным, свойственна дифференциация гумусового горизонта на неоднородные прослойки по химическим, физическим и биологическим свойствам. В целинных почвах дифференциация гумусового горизонта проявляется особенно резко. Она сохраняется и в условиях сельскохозяйственного использования почвы даже при ежегодных обработках, и наиболее выражена при многократной безотвальной вспашке. Отвальная обработка почвы перемешивает неоднородные прослойки гумусового горизонта, однако через 2—3 месяца дифференциация проявляется не только под сельскохозяйственными растениями, но и в паровом поле. Вполне понятно, что изучение этого очень важного природного явления вызывает повышенный интерес у исследователей, так как познание его сущности и закономерностей развития имеет теоретическое и практическое значение.

Отмечая наличие этого процесса в целинных и пахотных почвах, многие авторы по-разному трактуют его сущность и факторы, обуславливающие развитие. По мнению Е. Н. Мишустина (1960), дифференциация гумусового горизонта дерново-подзолистых почв обусловлена различной биогенностью, а следовательно различной способностью к мобилизационной деятельности прослоек перегнойного горизонта. Эти различия в биогенности, как считает Е. Ф. Березова (1960), обусловлены наличием

различного количества органических остатков как энергетического материала для микробиологической деятельности. Более повышенное содержание органических остатков в верхней части гумусового горизонта усиливает в нем микробиологическую деятельность, а уменьшение их в нижней части сопровождается снижением активности микроорганизмов.

Л. Н. Барсуков (1953) сводит различия в биогенности прослоек перегнойного горизонта к недостатку кислорода в почвенном воздухе в нижней части, по сравнению с повышенным его содержанием в верхней прослойке. Экспериментальные данные Л. Н. Абросимовой и И. Б. Ревута (1965) показали, что состав воздуха в верхней и нижней части гумусового горизонта не имеет существенных различий по содержанию кислорода, поэтому не может быть причиной угнетения жизнедеятельности микроорганизмов. По мнению авторов, разнокачественность прослоек гумусового горизонта по биологической активности и плодородию обусловлена действием лучистой энергии солнца, падающей на почву.

В другой работе Л. Н. Барсуков (1959) высказал предположение, что постепенное падение плодородия нижней части пахотного слоя является общей закономерностью для подзолистых почв и рассматривает его как следствие подзолообразовательного процесса.

Таким образом, делается попытка объяснить дифференциацию пахотного слоя с генетических позиций.

Исследования Л. Н. Барсукова (1953, 1959), М. П. Федосеевой и Г. Е. Козлова (1962), Н. А. Веденеевой (1963), В. А. Чернышева (1968) показали, что различия в плодородии прослоек пахотного слоя зависят главным образом от содержания в них усвояемого азота. Внесение азотных удобрений сглаживает разницу в плодородии между верхней и нижней прослойками пахотного слоя так же, как внесение  $NP$  или  $NPK$  сглаживает разницу в плодородии пахотного, подзолистого и иллювиального горизонтов.

Наши исследования целинных и пахотных дерново-подзолистых почв показали, что гумусовый горизонт в них заметно дифференцируется по содержанию органического вещества, обменных катионов, гидролитической и обменной кислотности, оструктуренности, плотности и порозности, запасам питательных элементов и нитрификационной способности. Наиболее ярко эти различия выражены в гумусовых горизонтах целинных почв и имеют ту же тенденцию в почвах пашни.

Приведенные на рис. 1 данные о плотности, содержании гумуса, обменных оснований, подвижной  $P_2O_5$ , обменного  $K_2O$  и гидролитической кислотности показывают, что дифференциация гумусового горизонта в пахотных супесчаных и суглинистых дерново-подзолистых почвах также выражена отчетливо, как и в целинных почвах.

Данные по плотности гумусового горизонта целинных и пахотных почв показывают аналогичный прогиб кривой в сторону увеличения плотности по мере углубления. Только в верхней части гумусового горизонта суглинистой почвы несколько выше плотность по сравнению с средней частью, что можно объяснить действием сельскохозяйственных машин и атмосферных осадков в период двухлетнего использования почвы под многолетними травами.

Особенно ярко проявляется дифференциация гумусового горизонта по содержанию гумуса, видимо, как результат разной интенсивности развития процесса аккумуляции. В верхней части больше накапливается органических веществ за счет более интенсивного развития корневой системы и отмерших наземных растительных материалов, в то время как нижняя часть гумусового горизонта находится совсем в иных условиях гумусонакопления. Распределение корневой системы сельскохозяйственных растений имеет те же закономерности, что и естественной растительности, с некоторым увеличением в средней прослойке пахотного слоя и несколько меньшим количеством в нижней части. Поэтому дифференциация пахотного слоя по содержанию гумуса имеет ту же тенденцию, что и в целинных почвах, хотя и выражена слабо.

С содержанием органического вещества по прослойкам гумусового горизонта коррелятивно связано содержание обменных оснований кальция и магния. Дифференциация гумусового горизонта по этому признаку наиболее выражена в суглинистых целинных почвах и сохраняется в пахотном слое пахотных почв. Уменьшение обменных оснований в нижней прослойке не наблюдается в целинной и весьма слабо выражено в пахотной супесчаной почве. Это обстоятельство можно объяснить очень слабой насыщенностью супесчаной почвы обменными основаниями, не превышающими 2,9 мг-экв на 100 г почвы в пашне и 6,0 мг-экв в целине.

Понятно, что при малых значениях дифференциация показателей прослеживается значительно труднее. В то же время в суглинистой почве, где насыщенность основаниями достигает 12 мг-экв на 100 г почвы, дифференциация проявляется более резко.

Дифференциация гумусового горизонта более отчетливо проявляется по содержанию питательных веществ, и особенно обменного калия, гидролитической кислотности. Некоторые отклонения наблюдаются в распределении подвижной  $P_2O_5$ . Так, в целинной супесчаной почве установлено некоторое увеличение содержания  $P_2O_5$  в нижней прослойке. В пахотной супесчаной почве содержание  $P_2O_5$  по профилю гумусового горизонта уменьшается сверху вниз, а в суглинистой кривая распределения  $P_2O_5$  имеет максимум содержания в средней части гумусового горизонта. Подобный характер кривой распределения  $P_2O_5$

можно объяснить использованием почвы под разные сельскохозяйственные культуры, неоднородностью развития корневой системы растений. Безусловно, нельзя недооценивать в этом и роли вносимых удобрений, разной глубины их заделки и некоторых других факторов.

Как видим, неоднородность прослоек гумусового горизонта определяется рядом свойств почвы, составляющих ее плодородие.

Процесс расчленения гумусового горизонта происходит под влиянием природных факторов не только без участия человека, но даже вопреки его воздействию, как природное явление. Поэтому при исследовании пахотного слоя для объективной характеристики пахотных почв и уровня их плодородия, особенно в динамике, вряд ли можно ограничиваться отбором для анализа одного образца по всему гумусовому горизонту или из какой-либо его части.

## ВЫВОДЫ

1. Длительное сельскохозяйственное использование дерново-подзолистых почв разного механического состава в севообороте приводит к заметному изменению морфологического строения профиля, агрофизических и агрохимических свойств.

2. В пахотных почвах увеличивается мощность гумусового горизонта, в нем уменьшаются все формы кислотности, повышаются содержание и общие запасы подвижных форм  $P_2O_5$ , азота и активной влаги.

3. Содержание гумуса, обменных оснований и емкость обмена уменьшаются, особенно в первый период освоения дерново-подзолистых почв. Однако общие запасы гумуса в пахотном слое при длительном использовании почв в севообороте восстанавливаются и равноценны запасам гумуса целинных почв.

4. В исследованных пахотных дерново-подзолистых почвах состав гумуса не изменяется, отношение гуминовых кислот к фульвокислотам сохраняется и характеризует фульватный тип гумусового профиля.

5. Данные валового химического состава пахотных и целинных почв свидетельствуют о том, что в пахотных почвах в общих чертах сохраняется элювиальный характер почвообразования. Припахивание и окультуривание подзолистого горизонта не снимает полностью подзолообразования. Элювиальный процесс в пахотных почвах развивается во всей верхней части почвенного профиля и усиливается в подпахотном слое. Заметного биогенного накопления подвижных окислов в пахотном слое не наблюдается.

6. В исследованных пахотных, как и целинных, почвах гумусовый горизонт дифференцируется на неравноценные прослойки по агрофизическим и агрохимическим свойствам.

## Литература

Абросимова Л. Н., Резут И. Б. Биологическая активность, плодородие частей пахотного слоя почвы и состав почвенного воздуха. Сб. трудов АФИ, в. II. Гидрометеиздат, Л., 1965.

Александрова Л. Н. Процессы гумусообразования в почве. Уч. записки ЛСХИ «Гумусовые вещества почвы», том 142, 1970.

Барсуков Л. Н., Забовская К. М. Изменение условий плодородия в различных прослойках пахотного слоя в зависимости от обработки. «Почвоведение», № 12, 1953.

Барсуков Л. Н., Забовская К. М., Иванов Т. И. Об агротехнической роли отвальной вспашки. «Земледелие» № 11, 1959.

Благовидов Н. Л. Сущность окультуривания подзолистых почв. «Почвоведение» № 2, 1954.

Благовидов Н. Л. Природные условия и качественная оценка земель зоны. В кн. «Система ведения сельского хозяйства северо-западной зоны РСФСР». Изд. «Колос», Л., 1968.

Березова Е. Ф. Значение дернового слоя в плодородии почвы и питании растений. Тр. Ин-та микробиологии АН СССР, в. 7, 1960.

Веденева Н. А. Развитие и поглощательная способность корневой системы травянистых растений в зависимости от приемов обработки подзолистых почв. Научные труды СЗНИИХ, в. 5. Вопросы системы обработки почв в северо-западной зоне, 1963.

Гаркуша И. Ф. Окультуривание почв как современный этап почвообразования. Горки, 1956.

Гладилович Б. Р. Влияние культурной обработки на процесс подзолообразования. «Почвоведение» № 6, 1936.

Долотов В. А. Опыт географо-генетического изучения пахотных почв на востоке Русской равнины. Автореферат диссертации, ЛГУ, Л., 1967.

Завелишин А. А. и Надеждин Б. В. К вопросу о преобразовании лесных подзолистых почв под влиянием сельскохозяйственной культуры. «Почвоведение» № 11, 1952.

Коновалова А. С. Диагностические показатели окультуренных почв подзолистого типа. Изд. «Наука», М., 1967.

Коротков А. А. Изменение дерново-подзолистых почв под луговой растительностью. «Почвоведение» № 9, 1960.

Коротков А. А. Влияние интенсивного окультуривания на валовой состав дерново-подзолистых почв. Записки ЛСХИ, т. 117, в. I, 1968.

Коротков А. А. Процессы накопления и выноса веществ в дерново-подзолистых пахотных и луговых почвах. Диссертация на соискание ученой степени доктора сельскохозяйственных наук. ЛСХИ, 1970.

Кулаковская Т. Н. Агрохимические свойства почв БССР, их значение в продуктивности сельскохозяйственных растений и рациональном применении удобрений. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора сельскохозяйственных наук, 1965.

Мишустин Е. Н. Обработка почвы и ее эффективное плодородие. Тр. Ин-та микробиологии, в. 7, 1960.

Пестряков В. К. Изменение агрофизических свойств дерново-подзолистых почв в процессе их сельскохозяйственного использования. Сборник трудов по агрономической физике Агрофизического института, в. 19, Физика и биофизика почв. Изд. «Колос», Л., 1969.

Пестряков В. К. Изменение содержания и состава гумуса и биологической активности дерново-подзолистых почв при сельскохозяйственном использовании. Уч. записки ЛСХИ, т. 137, в. 4. Гумус, почвообразование и плодородие почв. 1970.

Поддубный Н. П., Кравцова Г. М. Изменение свойств дерново-подзолистых почв под влиянием удобрений в условиях севооборота. Изв. ТСХА, в. I, 1971.

Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. Изд. «Наука», М.-Л., 1964.

Роде А. А. О химическом составе механических фракций нескольких почв подзолистого и подзолисто-болотного типов. Изд. АН СССР, Л., 1933.

Рыжов С. Н. Современные представления и перспективы развития понятия об уровне плодородия почвы. «Почвоведение», № 6, 1968.

Скрынникова И. Н. Почвенные растворы южной части лесной зоны и их роль в современных процессах почвообразования. Сб. «Современные почвенные процессы в лесной зоне». Изд. АН СССР, М., 1959.

Смирнова К. М. Изменение некоторых физико-химических свойств подзолистых почв при окультуривании. Записки МГУ, в. 105, 1946.

Федосеева М. П., Козлов Г. Е. Плодородие различных слоев почвы в зависимости от обработки. Записки ЛСХИ, т. 84, 1962.

Шарова А. С. К вопросу об изменении свойств дерново-подзолистых почв при их окультуривании. «Почвоведение», № 1, 1940.

Чернов В. А. О природе почвенной кислотности. Изд. АН СССР, М.-Л., 1947.

Чернышев В. А., Вальдгауз Э. Г., Чундерова А. И. О теоретических основах отвальной обработки почвы. Научные труды СЗНИИСХ, в. 14. «Земледелие», 1968.



## ИЗМЕНЕНИЕ СВОЙСТВ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ И ДЕРНОВО-КАРБОНАТНЫХ ПОЧВ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В УСЛОВИЯХ СЕВООБОРОТА

Проблема повышения плодородия почв до высокой их продуктивности при длительном сельскохозяйственном использовании связана с воздействием мелиоративных и агротехнических мероприятий, применяемых в севообороте. Производственная деятельность человека оказывает многостороннее влияние на изменение морфологического облика почвы, ее физические, химические и биологические свойства и в большой степени определяет характер почвообразовательного процесса. Поэтому изучение изменений свойств почв в условиях длительного их использования в севообороте, при сравнительно однородной агротехнике, представляет значительный интерес для познания сущности современного почвообразовательного процесса.

Удачным в этом отношении объектом изучения являются почвы сортоучастков, где свыше 30 лет освоены севообороты и ведется ежегодный учет агротехники. Именно для этих объектов имеется сравнительно достоверная история полей за весь период использования почв в севообороте. Поэтому они являются наиболее ценными для изучения влияния производственного воздействия на современные процессы почвообразования.

В литературе имеется обширный материал по изучению почв сортоучастков различных зон Советского Союза. В отдельных работах (Моткин, 1960, Коновалова, 1967) сравниваются почвы сортоучастков с окрестными полями колхозов, совхозов и отмечаются большие различия в их окультуренности. Безусловно, более высокий уровень агротехники на сортоучастках оказал положительное влияние на повышение окультуренности почв. Однако при этом не принимается во внимание тот факт, что первоначальный выбор площадей для сортоучастков базировался в основном на окультуренные поля. Поэтому некоторое отличие в большей окультуренности почв сортоучастков могло быть связано с первоначальными различиями природного плодородия.

Для сравнительного изучения уровня плодородия и изменения свойств почв в динамике мы провели в 1970 г. исследование почв Гатчинского и Волосовского зерновых, Лужского и Гатчин-

ского овощных сортоучастков Ленинградской области \*. Первичное исследование почв зерновых сортоучастков проведено И. Л. Благовидовым и В. В. Кротовым в 1938—1939 гг., в Лужском овощном — в 1951 г. почвоведом П. А. Ивашко и Гатчинском овощном — почвоведом Н. С. Лушниковым в 1960 г. Повторное исследование почв трех сортоучастков проведено В. М. Моткиным в 1957—1958 гг.

Приведем краткое описание объектов исследования. Лужский овощной сортоучасток расположен в 8 км восточнее г. Луги у селения Нелай на слабо-волнистом плато, дренируемом рекой Лугой. Рельеф равнинный с пологим уклоном. Почвенный покров развит на валунных супесях, подстилаемых на глубине 1,5—2 м опесчаненными валунными суглинками. Почвенный покров участка довольно однообразен и представлен дерново-подзолистыми супесчаными почвами средней окультуренности.

Гатчинский зерновой сортоучасток находится у села Рождествено, Гатчинского района на хорошо дренированной части водораздела Луга-Оредежского плато. Почвообразующая порода, как и на территории Лужского сортоучастка, представлена бескарбонатным слабовалунным опесчаненным суглинком, подстилаемым красноцветным девонским выветрелым песчаником. Пахотный слой и подстилающий его горизонт, благодаря перемытости, имеют более легкий механический состав. Почвы участка дерново-подзолистые супесчаные и легкосуглинистые.

Волосовский зерновой сортоучасток находится у деревни Клопицы на Ордовикском плато. Рельеф участка представляет волнистую моренную грядку, сложенную карбонатными глинами и суглинками. Почвенный покров участка представлен карбонатными и дерново-слабоподзолистыми суглинистыми почвами.

Гатчинский овощной сортоучасток организован в 1960 г. на землях совхоза Гатчинский вблизи деревни Парицы. Почвы дерново-карбонатные типичные и выщелоченные суглинистые.

На зерновых сортоучастках освоены и прошли три ротации (1946—1970) восьмипольные травопольные севообороты с двумя полями многолетних трав, занятым паром, четырьмя полями зерновых культур и одним пропашным полем. На овощных сортоучастках — семипольные севообороты с двумя полями многолетних трав, четырьмя полями пропашных культур и одним зерновым полем. Завершены 3 ротации севооборота (1951—1970) на Лужском сортоучастке и одна ротация на Гатчинском.

Ежегодный учет вносимых удобрений позволяет судить о количестве поступающих в почву питательных элементов и органического вещества. Следует отметить, что известкование кислых почв Гатчинского зернового и Лужского овощного сортоучастков проводилось недостаточно, в пределах 0,5 т в среднем в год

---

\* Полевые исследования почв Волосовского сортоучастка провела Е. В. Кондратьева.

на 1 га, и не оказывало существенного влияния на изменение почвенной кислотности.

В период первичного почвенного обследования почвы сортоучастков характеризовались маломощностью гумусового горизонта, повышенной кислотностью, недостаточным содержанием гумуса и подвижных питательных элементов. Можно предположить, что в Гатчинском зерновом сортоучастке почвы были слабокультурены, а в остальных сортоучастках — среднекультурены.

Повторное обследование почв, выполненное В. М. Моткиным (1960), показало, что производственное воздействие человека на почву в системе севооборота оказывает положительное влияние на улучшение агрономических свойств почв. Отмечено, что в результате повсеместного перехода на тракторную обработку увеличилась мощность пахотного слоя. Содержание гумуса в целом увеличилось на 0,1—0,5%, при общем его содержании в пределах 2,1—2,7%. Внесение на гектар за ротацию севооборота от 9 до 20 ц фосфорных удобрений увеличило в два, а в некоторых случаях даже в три раза содержание подвижного фосфора. Внесение 4—6 ц калийных удобрений значительно повысило в почве содержание калия. Кислотность почв в среднем осталась на прежнем уровне, так как на сортоучастках с кислыми почвами известкование систематически не проводилось. В заключение В. М. Моткин указывает, что при соблюдении комплекса агротехники на уровне сортоучастков, четкие изменения в почвах обнаруживаются не только после двух ротаций севооборота, но даже по прошествии одной ротации, особенно на овощных сортоучастках при интенсивном удобрении почв. Поэтому, по мнению автора, повторные почвенно-агрохимические исследования целесообразно проводить по завершении одной ротации севооборота.

Следует отметить, что выводы об изменениях пахотных почв за 20 лет В. М. Моткин делал на основании обобщения немногочисленных анализов почв полей севооборота в целом, а не путем сопоставления аналитических данных по характеристике почв разрезов, заложенных в разные годы в одном и том же месте.

В целях большей достоверности характеристики пахотных почв мы провели массовую аналитическую обработку образцов почв сортоучастков. На овощных сортоучастках смешанные образцы почв из пахотного слоя брались с 0,5 га, а зерновых — с 1 га. В этих образцах определено содержание гумуса, подвижного фосфора, калия и рН солевой вытяжки. На основании этих данных для всех сортоучастков Ленинградской обл. составлены почвенные карты и картограммы обеспеченности почв гумусом, фосфором, калием и кислотности. На основании многочисленных аналитических данных получены средние агрохимические показатели почв. Почвенные разрезы заложены в местах

взятия образцов прошлых обследований, что позволило проследить за изменением почв в тех же местах за 10—30 лет. Кроме того, изучение пахотных почв проводилось в сравнении с целинными аналогами.

В табл. I приведены данные о количестве вносимых органических и минеральных удобрений и урожайности по ротациям севооборотов. Определено соотношение элементов питания в минеральных и органических удобрениях. В Лужском овощном сортоучастке на фоне заметного повышения доз органических удобрений от первой к третьей ротации севооборота сокращается применение минеральных удобрений. В Гатчинском зерновом сортоучастке внесение минеральных удобрений достигает максимума во вторую ротацию на фоне стабильных доз органических удобрений. В Волосовском сортоучастке равномерно повышаются дозы минеральных и органических удобрений, соотношение питательных элементов в них в пользу минеральных. Количество вносимых на 1 га органических удобрений в Лужском сортоучастке более чем в два раза превышает количество их в Гатчинском и Волосовском сортоучастках, однако доля минеральных удобрений значительно меньше. Такие дозы удобрений и их соотношение оказывают влияние не только на урожайность, но и на содержание в почве гумуса и питательных элементов, что позволило продолжить наблюдения В. М. Моткина (1960) за изменением почвенного покрова в динамике по полям севооборота.

Для суждения об изменениях пахотных почв за 2—3 ротации севооборота в таблицах 3, 4, 5 и 6 приведены данные анализов образцов пахотных горизонтов, взятых в местах разрезов прошлых исследований.

В супесчаных почвах Лужского сортоучастка (табл. 2) произошли заметные изменения кислотности (рН). В пахотном слое, за единственным исключением, кислотность заметно снизилась, а в подпахотном горизонте во всех случаях повысилась. Такие изменения кислотности пахотных и подпахотных горизонтов, видимо, объясняются тем, что на сортоучастке ежегодно вносили высокие дозы органических удобрений (навоза), а известкование практически не проводилось.

Имеет место некоторое увеличение содержания подвижного фосфора, тогда как увеличение содержания обменного калия — не произошло. Данные по содержанию  $P_2O_5$ ,  $K_2O$  и органического вещества показывают, что заметных изменений в увеличении подвижных питательных веществ и гумуса в исследованных почвах не наблюдается, несмотря на высокие дозы удобрений. Это обусловлено, по-видимому, малым содержанием илстой фракции в почве и низкой емкостью поглощения.

Гатчинский зерновой сортоучасток представлен освоенными дерново-подзолистыми супесчаными и легкосуглинистыми почвами. В отчете по первичному обследованию 1939 г. Н. Л. Бла-

Количество удобрений и урожайность по ротациям севооборотов

Название сортучастков	Количество удобрений на 1 га						Урожайность (ц/га)								
	удобрения			картофеля			многочетных трав			картофеля			многочетных трав		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Лужский овощной	14,3	16,5	24,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Минеральные (кг)	163	143	132	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего питательных элементов (кг)	338	346	429	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гатчинский зерновой	7,9	11,4	12,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Органические (т)	92	205	191	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Минеральные (кг)	188	347	343	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего питательных элементов (кг)	4,4	5,3	10,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Волосовский зерновой	70	131	189	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Органические (т)	124	197	313	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Минеральные (кг)	12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего питательных элементов (кг)	150,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гатчинский овощной	300,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Минеральные (кг)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего питательных элементов (кг)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 2

Изменение свойств дерново-подзолистых супесчаных почв Лужского овощного сортучастка

№ разреза	Горизонт	Глубина (см)	рН солевой				P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		K <sub>2</sub> O			Гумус (%)		
			1952 г.		1970 г.		1952 г.	1970 г.	1952 г.	1970 г.	1952 г.	1970 г.	1952 г.	1970 г.
			1952 г.	1970 г.	1952 г.	1970 г.	1952 г.	1970 г.	1952 г.	1970 г.	1952 г.	1970 г.	1952 г.	1970 г.
8	A <sub>max</sub>	0-21	5,3	6,3	10,5	16,6	18,0	24,9	2,1	3,3	—	—	—	
	A <sub>2</sub> B	25-35	5,3	4,8	8,8	10,0	16,0	11,7	0,5	0,5	—	—	—	
9	A <sub>max</sub>	0-25	5,4	4,3	9,0	14,2	10,8	11,7	2,6	2,8	—	—	—	
	A <sub>2</sub> B	30-40	5,7	4,4	6,5	7,5	11,0	3,4	0,5	0,5	—	—	—	
15	A <sub>max</sub>	0-24	5,2	5,5	8,3	25,0	12,0	10,1	2,3	2,4	—	—	—	
	A <sub>2</sub> B	0-25	5,1	6,6	10,0	12,9	14,0	14,4	2,3	2,7	—	—	—	
20	A <sub>max</sub>	30-40	5,3	4,4	—	10,0	—	12,5	0,5	0,5	—	—	—	
	A <sub>2</sub> B	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

говидова приводится очень мало аналитических данных, поэтому мы располагаем данными всего лишь для двух разрезов, в которых почвы анализированы в 1939 и 1970 гг. Судя по этим данным (табл. 3), а также учитывая многочисленный подробный аналитический материал 1970 г., можно отметить, что пахотные почвы по-прежнему остаются кислыми, содержание гумуса в них не увеличивается. Заметно увеличилось лишь содержание  $P_2O_5$ .

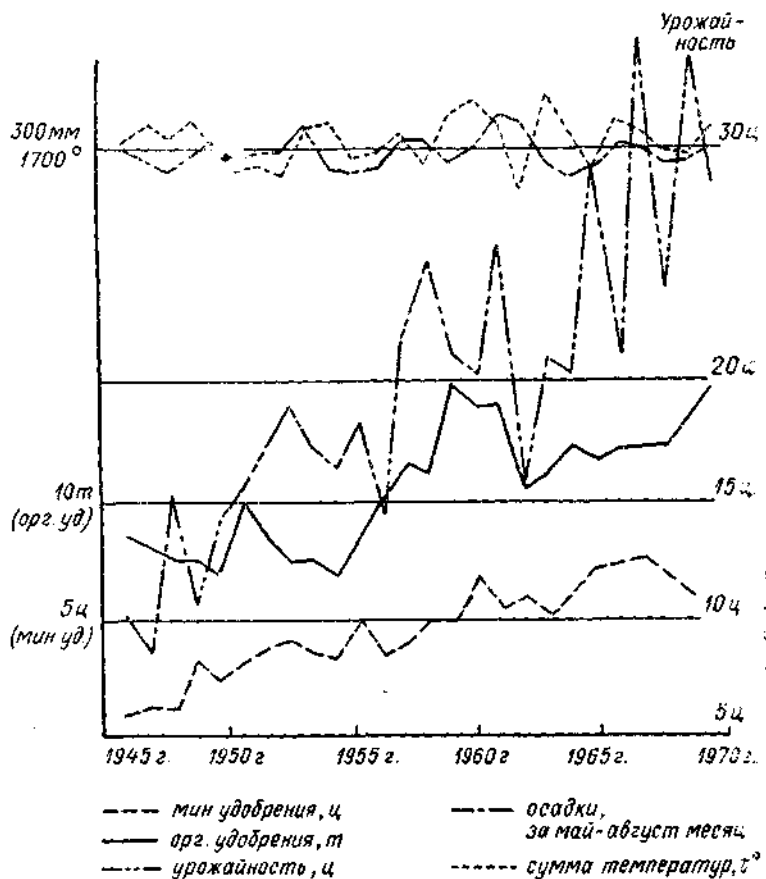


Рис. 1. Зависимость урожайности зерновых культур от внесения удобрений и метеорологических условий, Гатчинский сортоучасток.

Данные об изменении пахотных почв Волосовского зернового сортоучастка приведены в табл. 4. В них, как правило, за единственным исключением наблюдается нейтрализация слабокислых пахотных горизонтов почв, формирующихся на карбонатных суглинках. Значительно увеличилось содержание фосфора и калия.

Таблица 3:

**Изменение свойств пахотного слоя дерново-подзолистых  
пустельчатых почв Гатчинского зернового сортоучастка**

№ образца почвы	рН солевой		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		K <sub>2</sub> O		Гумус (%)	
	1939 г.	1970 г.	1939 г.	1970 г.	1939 г.	1970 г.	1939 г.	1970 г.
70	4,0	4,4	1,5	15,0	8,7	19,5	1,3	1,1
65	4,3	5,8	9,0	20,0	16,3	16,0		1,6

Таблица 4

**Изменение свойств пахотного слоя дерново-карбонатных и дерново-  
слабоподзолистых суглинистых почв Волосовского зернового сортоучастка**

№ образца почвы	рН солевой		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		K <sub>2</sub> O		Гумус (%)	
	1939 г.	1970 г.	1939 г.	1970 г.	1939 г.	1970 г.	1939 г.	1970 г.
537	6,8	6,9	20,0	50,0	6,5	24,8	2,6	3,1
556	6,5	6,8	6,0	24,0	8,6	23,0	3,2	3,2
624	6,5	7,0	20,0	27,5	26,0	39,4	2,7	2,9
540	5,5	6,9	5,0	20,0	4,3	13,8	1,4	3,1
623	6,0	7,0	8,5	36,0	6,5	27,0	3,0	3,5
629	6,0	5,6	—	24,0	18,7	23,0	3,1	3,0
590	6,7	7,0	—	24,0	12,5	27,4	3,6	3,7

намечается тенденция некоторого увеличения количества гумуса в пахотном слое.

Почвенный покров Гатчинского овощного сортоучастка, представленный дерново-карбонатными суглинистыми почвами. Здесь за 10 лет интенсивного воздействия на почву произошли заметные изменения ее свойств. В отношении кислотности почв это выразилось в небольшом увеличении (за единичными исключениями) значения рН, хотя известкование не проводилось. Вполне очевидно, что карбонатность пород оказала влияние на увеличение величины рН. Резко возросло в пахотном слое содержание доступных растениям фосфора и калия. Об изменениях содержания гумуса в пахотном горизонте судить трудно, так как в отчете за 1961 г. аналитических данных очень мало.

Для более правильного суждения об изменении почв сортоучастков наряду с приведенными выше сравнениями данных прошлых и современных исследований почв приводим амплитуды колебаний и средние показатели агрохимических свойств почв за ряд лет (табл. 6). Нетрудно убедиться, что увеличение мощности пахотного слоя произошло в Волосовском и Гатчинском сортоучастках между первым и вторым обследованиями. В дальнейшем увеличение мощности пахотного слоя было менее существенным.

Таблица 5

## Изменение свойств пахотного слоя дерново-карбонатных типичных и выщелоченных суглинистых почв Гатчинского овощного сортоучастка

№ образца почвы	рН солевой		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		K <sub>2</sub> O		Гумус (%)	
	1961 г.	1970 г.	1961 г.	1970 г.	1961 г.	1970 г.	1961 г.	1970 г.
<b>Пахотные дерново-карбонатные типичные суглинистые</b>								
1	6,8	7,1	20,0	47,0	30,0	27,4	—	3,8
2	6,8	6,8	7,5	62,0	2,5	50,0	—	3,9
13	6,6	7,2	5,0	45,0	12,5	38,0	—	4,9
14	6,8	7,1	15,0	35,0	30,0	28,6	4,3	3,1
21	6,8	6,9	25,0	95,0	15,0	43,4	—	5,6
31	6,8	7,0	15,0	56,5	15,0	31,0	—	5,5
32	6,8	6,8	25,0	80,0	15,0	50,0	—	5,9
34	6,8	6,9	20,0	77,0	7,5	34,0	3,4	4,8
<b>Пахотные дерново-карбонатные выщелоченные</b>								
3	6,6	6,8	10,0	47,0	7,5	39,4	—	2,8
4	6,8	6,5	10,0	66,0	7,5	33,0	3,4	2,4
5	6,4	6,5	15,0	42,0	7,5	30,0	—	3,5
7	6,4	6,5	20,0	56,0	20,0	33,4	—	3,5
8	6,4	6,3	10,0	33,0	7,5	29,6	—	2,3
9	6,2	7,2	10,0	38,0	5,0	30,0	—	3,9
10	6,6	6,7	20,0	35,0	10,0	21,6	—	2,8
12	6,6	6,7	12,0	66,0	5,0	39,4	—	5,9
15	6,8	6,8	7,5	27,0	5,0	23,0	—	2,9
16	6,8	6,8	20,0	41,0	10,0	26,6	—	2,9
18	6,0	6,8	10,0	55,0	5,0	32,4	—	2,5
19	6,7	6,7	15,0	30,0	7,5	25,2	—	2,9
20	6,8	6,9	22,0	66,0	10,0	27,0	—	3,6
23	6,2	6,6	20,0	60,0	20,0	41,4	—	4,2
24	6,6	6,7	20,0	56,0	17,0	25,6	2,2	3,4
25	6,4	6,6	20,0	45,0	12,5	50,0	—	3,6
26	6,6	6,3	15,0	60,0	10,0	48,6	—	5,1
27	6,8	6,7	15,0	72,0	7,5	45,0	—	4,1
28	6,6	6,6	20,0	56,0	7,5	50,0	—	6,8
29	6,7	6,9	20,0	56,0	30,0	48,6	—	3,5

Различия в изменении почвенной кислотности в основном связаны с карбонатностью пород. В дерново-карбонатных или дерново-подзолистых почвах на карбонатной морене произошла нейтрализация почвенной кислотности даже без известкования почв. Это связано с вторичным насыщением пахотных почв за счет капиллярного подтягивания жестких почвенно-грунтовых вод в отдельные сезоны. В дерново-подзолистых почвах, развитых на бескарбонатных породах, бессистемное применение небольших доз известковых материалов не привело к сколько-нибудь заметному уменьшению кислотности, они по-прежнему нуждаются в известковании.



Наиболее ощутимые изменения пахотных почв связаны с внесением больших доз минеральных удобрений, систематическое применение которых приводит к значительному обогащению пахотных горизонтов подвижными формами фосфора и калия (Пестряков, 1967). Применение органических удобрений приводит к небольшому увеличению содержания гумуса в основном

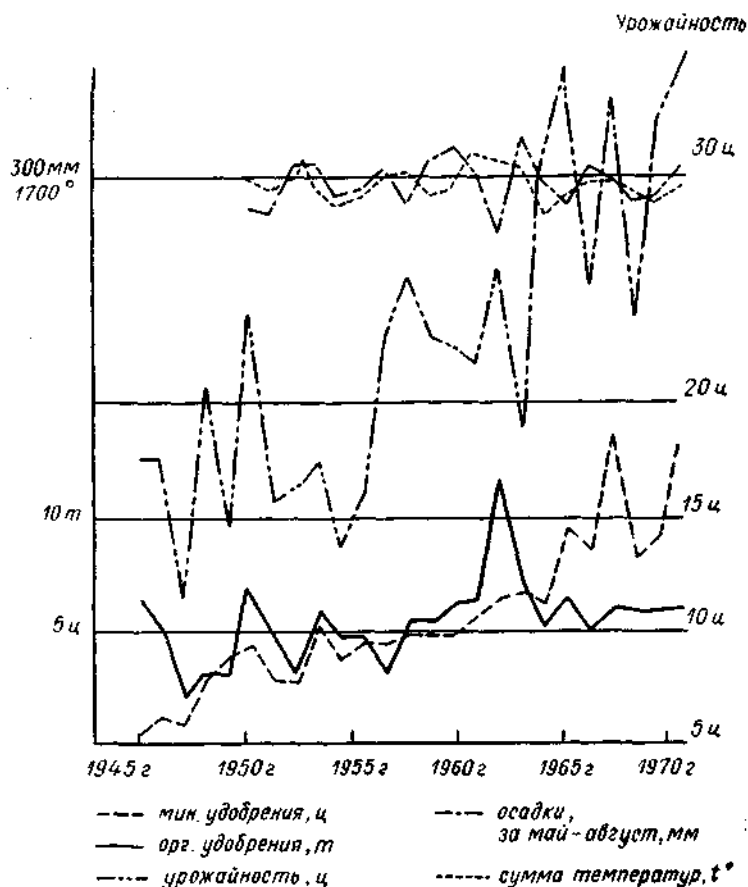


Рис. 2. Зависимость урожайности зерновых культур от внесения удобрений и метеорологических условий, Волосовский сортоучасток.

в суглинистых почвах, обладающих высокой емкостью поглощения, тогда как в почвах легкого механического состава указанные дозы (табл. 1) способствуют лишь сохранению исходного количества гумуса (табл. 6).

Аналогичные данные получил А. И. Попов (1970) на дерново-подзолистых почвах Московской области. В севооборотах с чи-

Изменение свойств почв на сортоучастках Ленинградской обл. за 2—3 ротации севооборота

Сортоучасток, почвы	Год исследо- вания	Мощность пахотного слоя (см)	Гумус (%)	рН солевой	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> K <sub>2</sub> O	
					мг на 100 г почвы	
Лужский (овощной)	1951	21—26	2,8	5,1—5,3	8—10	11—18
Пахотные дерново-подзолистые супесчаные	1958	24—28	2,5	5,1—5,7	25—29	21—32
	1970	24—27	2,6	4,3—6,2	14—55	13—34
Гатчинский (зерновой)	1938	17—24	1,6	4,3—4,6	3—6	3—9
Пахотные дерново-подзолистые	1957	24—28	2,1	4,5—4,7	8—13	9—15
	1970	21—29	1,8	4,4—5,7	10—25	10—25
Волосовский (зерновой)	1939	18—22	2,7	6,5—7,0	15—15	7—16
Пахотные дерново-слабоподзо- листые тяжелосуглинистые на карбонатной морене	1958	18—26	2,8	6,1—7,3	12—25	10—20
	1970	19—28	2,9	6,2—7,0	11—37	13—37
Гатчинский (овощной)	1961	22—25	3,1	6,2—7,0	5—25	5—30
Пахотные дерново-карбонатные	1970	26—27	3,8	6,8—6,9	27—95	21—50

стым паром в течение 25 лет ежегодно вносили 12 т навоза и эквивалентное количество минеральных удобрений (N<sub>37-60</sub>, P<sub>15-25</sub>, K<sub>40-50</sub>) на 1 га. На делянках без удобрений, а равно и при внесении одних минеральных удобрений содержание гумуса в почве уменьшилось соответственно на 0,47—0,29%. Внесение органических удобрений в севообороте с чистым паром также не оказало влияния на повышение содержания гумуса, хотя уменьшение было менее значительным и только в севообороте с клеверным паром способствовало сохранению в почве исходного содержания гумуса до закладки опыта (1,88—1,92%).

Значительное повышение содержания гумуса было отмечено нами в пахотных почвах Лужского района Ленинградской обл. за более длительный (76 лет) период времени (Долотов, 1968).

Приведенные в табл. 7 данные по составу гумуса характеризуют гуматно-фульватный тип гумусового профиля (Александрова, 1970), в составе гумусовых веществ фульвокислоты преобладают над гуминовыми как в дерново-подзолистых, так и дерново-карбонатных выщелоченных освоенных почвах. По составу гумуса исследованные почвы едва ли можно отнести к категории высококультурных. При таком составе гумуса получение высоких урожаев обеспечивается ежегодным внесением органических и минеральных удобрений.

На рис. 1 и 2 показаны в виде кривых ежегодные данные по урожайности зерна и вносимым дозам органических и минеральных удобрений на Гатчинском и Волосовском зерновых сортоучастках. В верхней части рисунков приводятся данные по количеству осадков и сумме температур за вегетационный период.

Состав гумуса \*

Сортоучасток	Горизонт	Глубина (см)	Гумус (% к весу сухой почвы)	С	Состав гумуса (% к общему С)										ГК ФК
					Фракции гуминовых кислот		Фракции фульвокислот				общая сумма				
					1	2	сумма	1а	1	2	сумма	сумма			
													1	2	
Гатчинский овощной	А <sub>вх</sub>	0-9	4,27	2,48	7,0	8,4	15,4	3,4	8,4	8,3	20,1	35,5	0,76		
	А <sub>пх</sub>	9-18	4,21	2,45	7,4	7,8	15,2	2,9	7,9	7,8	18,6	33,8	0,81		
	А <sub>вх</sub>	18-27	5,28	3,07	6,8	8,0	14,8	2,7	8,2	5,1	16,0	30,8	0,92		
	В <sub>1</sub>	56-66	0,301	0,175	1,7	9,8	11,5	5,2	1,2	13,0	20,4	31,9	0,54		
	В <sub>2</sub>	90-100	0,236	0,137	4,4	7,1	11,5	4,4	1,5	9,6	15,5	27,0	0,74		
Лужский овощной	А <sub>вх</sub>	0-20	3,11	1,81	18,2	0,5	18,7	6,4	15,7	1,9	24,0	42,7	0,77		
	А <sub>2</sub>	22-30	0,700	0,407	8,4	1,7	10,1	23,5	11,9	7,4	42,8	52,9	0,23		
	В <sub>1</sub>	30-42	0,339	0,197	0,5	4,1	4,6	25,8	5,2	13,9	44,9	49,5	0,10		
	В <sub>1</sub>	42-60	0,172	0,100	2,0	3,0	5,0	12,1	9,1	3,0	24,2	29,2	0,20		
	В <sub>2</sub>	60-90	0,124	0,072	1,4	5,6	7,0	14,1	2,8	9,9	26,8	33,8	0,26		
	С	129-150	0,083	0,048	2,1	4,2	6,3	18,8	0	20,8	39,6	45,9	0,15		
Ломоносовский овощной	А <sub>вх</sub>	0-10	4,37	2,54	14,9	6,2	21,1	4,7	14,2	3,3	22,2	43,3	0,95		
	А <sub>пх</sub>	20-30	3,77	2,19	17,4	5,6	23,0	4,5	15,9	2,5	22,9	45,9	1,0		
	В <sub>1</sub>	33-39	0,194	0,113	3,6	0	3,6	24,1	3,6	25,9	33,6	37,2	0,06		
	В <sub>1</sub>	40-50	0,318	0,185	1,6	1,7	3,3	22,5	0	17,0	39,5	42,5	0,08		

\* Анализы выполнены М. И. Пылевой

Как видим, общая тенденция роста урожайности на сортоучастках хорошо коррелирует с общим увеличением в последние годы доз органических и минеральных удобрений. При этом на дерново-подзолистых почвах Гатчинского зернового сортоучастка эта корреляция выражена более четко. На Волосовском зерновом сортоучастке с более плодородными почвами на карбонатном суглинке отдельные урожайные годы имели место и при более низком уровне агротехники 40—50 годов. Дальнейшее повышение уровня агротехники привело здесь к резкому подъему урожайности.

## ВЫВОДЫ

1. Длительное использование почв в севооборотах оказало заметное влияние на изменение агрохимических свойств почв. Значительно повысилось содержание подвижного фосфора и обменного калия.

2. Содержание гумуса и кислотность (рН) изменяются незначительно. Эти изменения тесно связаны не только с уровнем агротехники, но и с генетическими особенностями почв. Более заметное увеличение содержания гумуса свойственно дерново-карбонатным суглинистым почвам. В супесчаных дерново-подзолистых почвах содержание гумуса почти не возрастает.

3. Рост урожайности сельскохозяйственных культур на сортоучастках, а равно и улучшение агрохимических свойств почв коррелятивно связаны с увеличением применения удобрений и общим повышением уровня агротехники.

## Литература

Александрова Л. Н. Процессы гумусообразования в почве. Уч. записки ЛСХИ. «Гумусовые вещества почвы», том 142, 1970.

Долотов В. А. Опыт сравнения первой крупномасштабной почвенной карты с современным состоянием почвенного покрова одной и той же территории. Химия, генезис и картография почв. Изд-во «Наука», 1968.

Коновалова А. С. Диагностические показатели окультуренных почв подзолистого типа. Изд-во «Наука», 1967.

Материалы первичного обследования сортоучастков. Машинпись, 1939, 1951, 1961.

Моткин В. М. Изменение свойств почв нашей зоны за 20 лет. «Сельское хозяйство Северо-западной зоны», № 2, 1960.

Пестряков В. К. Роль удобрений в окультуривании дерново-подзолистых почв. В сб. «Эффективные удобрения». Лениздат, 1967.

Попов А. И. Влияние длительного применения удобрений на окультуривание пахотного слоя дерново-подзолистых почв. В сб. «Окультуривание почв нечерноземной зоны». «Московский рабочий», 1970.

## ВЛИЯНИЕ УПЛОТНЕНИЯ ЮЖНОГО КАРБОНАТНОГО ЧЕРНОЗЕМА НА СТРУКТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ ПАХОТНОГО СЛОЯ И УРОЖАЙ

Важной физической характеристикой, обуславливающей водо-воздушный и тепловой режимы, является плотность почвы. С изменением плотности в почве изменяется общее поровое пространство. При увеличении плотности значительно уменьшается количество и объем крупных пор, изменяется соотношение между крупными и мелкими порами (Соколовская, 1967). Самую низкую плотность ( $1,0 - 1,3 \text{ г/см}^3$ ) и высокую пористость (50—60%) имеют хорошо оструктуренные почвы. Максимальная плотность ( $1,7 - 2,0 \text{ г/см}^3$ ) и низкая пористость (26—32%) характерны для почв, состоящих из первичных частиц. Промежуточное положение занимают микроструктурные почвы, плотность которых составляет  $1,3 - 1,6 \text{ г/см}^3$  и пористостью 40—50% (Ревут, 1964, Бекаревич и др., 1965). Следовательно, создание и сохранение структуры почв как фактора поддержания оптимальных почвенных условий жизни растений имеет большое значение для повышения их плодородия.

В настоящей работе рассматриваются вопросы влияния уплотнения южного карбонатного чернозема на структурное состояние пахотного слоя, распространение корневых систем и урожай растений.

Полевые опыты проводили в опытном хозяйстве Всесоюзного научно-исследовательского института зернового хозяйства (ВНИИЗХ) в Целиноградской обл., вегетационные опыты — в Агрофизическом научно-исследовательском институте.

Южный карбонатный чернозем относится к пахотнопригодным почвам среднего качества. В слое 0—20 см содержится 4,42% гумуса, азота общего 0,25%, подвижного фосфора 2,9 мг, калия 60—80 мг на 100 г почвы. Мощность горизонтов А + В<sub>1</sub> в среднем составляет 37 см с колебаниями от 32 до 43 см. Горизонт А составляет в среднем 21 см. Нижняя граница В<sub>2</sub> проходит на глубине 62 см. Содержание физической глины составляет 60,5—67%.

Сумма поглощенных оснований на целинных почвах 32—34 м-экв, на старопашотных — 25—27 м-экв на 100 г почвы. Из поглощенных оснований преобладает кальций, количество которого колеблется от 79 до 89%; содержание поглощенного маг-

ния значительно ниже (в нижней части гумусового горизонта достигает 32—36%); поглощенного натрия содержится не более 2,5% суммы. Выделение карбонатов в виде пятен и подтеков отмечается с 20—35 см. На глубине 99—140 см встречается гипс в виде мелких кристаллов. Вскипание от 10% HCl наблюдается с поверхности. Реакция почвенного раствора даже верхних горизонтов щелочная (рН 7,8—8), что обусловлено составом обменных оснований. Содержание карбонатов (CO<sub>2</sub>) в верхних горизонтах почвы достигает 3% (Редков, 1964).

Равновесная плотность пахотного слоя не превышает 1,20—1,25 г/см<sup>3</sup>, подпахотных слоев на глубине 20—30 см — 1,22—1,34 г/см<sup>3</sup>, а на глубине 30—40 см — 1,34—1,42 г/см<sup>3</sup>.

Наблюдения за структурным состоянием южного карбонатного чернозема в зависимости от степени уплотнения проводили на делянках 2 × 2 м, на которых была создана различная плотность пахотного слоя почвы. В вегетационных сосудах 20 × 20 см почва уплотнялась до 1,6 г/см<sup>3</sup>.

На делянках не удалось создать плотность выше 1,3 г/см<sup>3</sup>, а в сосудах мы смогли проследить влияние уплотнения на структуру при плотности почвы от 1,0 до 1,6 г/см<sup>3</sup>. На делянках исследование структуры проводили в образцах из слоев 0—10 и 10—20 см в 3 срока за сезон; из вегетационных сосудов образцы брали после уборки пшеницы.

Данные сухого рассева образцов из вегетационных сосудов (табл. 1) показывают, что уплотнение почвы от 1,0 до 1,2 г/см<sup>3</sup> практически не изменяет соотношения агрегатов, однако последующее уплотнение от 1,3 до 1,4 г/см<sup>3</sup> резко ухудшает структурное состояние почвы, возрастает количество глыбистой фракции. При плотности 1,6 г/см<sup>3</sup> почва переходит в слитое состояние. Аналогичное явление наблюдалось и в почве на делянках.

Водопрочность почвенной структуры определялась по методу Саввинова в модификации АФИ. В табл. 2 приведены данные анализа водопрочности почвенной структуры на делянках с различной плотностью пахотного слоя. Уплотнение почвы способствовало повышению содержания водопрочных агрегатов. Однако в середине и в конце вегетационного периода существенной разницы в количестве водопрочных агрегатов при различной плотности почвы не наблюдалось.

Положительный эффект уплотнения на водопрочность структуры наиболее длительно проявляется при уплотнении почвы выше 1,3 г/см<sup>3</sup> (табл. 3). Но в этом случае почва приобретает глыбистое состояние и при плотности 1,6 г/см<sup>3</sup> почва представляет сплошную глыбу, а при дроблении крошится на комки неопределенной формы.

Увеличение количества водопрочных агрегатов при высокой плотности следует рассматривать как продолжительное проявление эффекта уплотнения влажной почвы, в результате которого из разрушенных макроагрегатов под влиянием сцепления,

Таблица 1

**Структурный состав южного карбонатного чернозема  
в зависимости от плотности  
(в % от веса почвы)**

Плотность (г/см <sup>3</sup> )	Размер агрегатов (мм)								
	> 10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1-0.5	0.5-0.25	< 0.25
1,0	0,9	7,6	10,1	13,7	9,2	12,2	17,7	16,7	11,9
1,1	2,1	8,8	9,8	12,3	9,1	11,9	17,6	16,8	11,6
1,2	6,7	13,7	11,7	13,0	8,1	9,4	13,4	12,8	11,2
1,3	19,0	15,5	9,3	10,5	6,3	7,9	10,2	10,2	11,1
1,4	41,3	15,5	8,8	8,1	4,5	4,9	5,0	5,1	6,8
1,6									

Почва слита

Таблица 2

**Динамика содержания водопрочных агрегатов (% от веса почвы)  
на делянках с различной плотностью пахотного слоя южного  
карбонатного чернозема (1962 г.)**

Слой (см)	Плотность (г/см <sup>3</sup> )	Размер агрегатов (мм)						Сумма агрегатов > 0.25
		> 3	3-2	2-1	1-0.5	0.5-0.25	< 0.25	
<b>26 мая</b>								
0-10	0,92	3,4	1,5	16,7	26,2	19,7	32,5	67,5 ± 0,9
10-20	0,98	2,6	1,3	12,9	29,4	19,0	34,8	65,2 ± 0,9
0-10	1,06	3,1	1,4	16,3	30,8	22,3	26,1	73,9 ± 0,7
10-20	1,06	4,7	1,7	17,9	32,8	19,9	23,0	77,0 ± 1,0
0-10	1,22	4,3	1,3	15,7	33,5	19,8	25,4	74,6 ± 0,6
10-20	1,31	6,5	1,8	22,6	27,1	16,3	25,7	74,3 ± 0,2
<b>6 июля</b>								
0-10	1,00	6,1	1,7	16,1	25,8	15,5	34,8	65,2 ± 0,4
10-20	0,99	4,0	1,4	12,6	27,1	18,5	36,4	63,6 ± 1,0
0-10	1,10	5,3	1,7	14,9	28,4	16,3	33,4	66,6 ± 0,3
10-20	1,16	5,7	1,1	13,8	26,5	17,4	35,5	64,5 ± 0,8
0-10	1,24	6,3	1,6	16,8	25,9	16,3	33,1	66,9 ± 0,0
10-20	1,30	5,5	1,8	13,8	25,5	20,5	32,9	67,1 ± 0,7
<b>27 августа</b>								
0-10	0,99	6,9	1,7	14,8	23,3	17,1	36,2	63,8 ± 0,8
10-20	1,01	6,2	1,5	13,6	23,6	18,6	36,5	63,5 ± 0,9
0-10	1,08	4,8	0,9	10,7	20,4	23,2	40,0	60,0 ± 0,8
10-20	1,18	6,4	1,2	15,8	25,4	18,6	32,6	67,4 ± 0,8
0-10	1,24	5,4	1,5	13,2	22,2	21,3	36,4	63,6 ± 0,6
10-20	1,32	6,9	1,7	14,3	21,5	21,5	34,1	65,9 ± 0,5

склеивания и капиллярных сил образуются плотные, временно водопрочные комки.

Как известно, макроструктуру почвы составляют агрегаты, которые слагаются из микроагрегатов. Положительные свойства

Влияние уплотнения южного карбонатного чернозема на содержание водопрочных агрегатов (% от веса)

Плотность ( $г/см^3$ )	Размер агрегатов (мм)							Сумма агрегатов $> 0,25$
	$> 7$	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	$< 0,25$	
1,0	1,6	1,3	4,7	15,8	22,2	21,2	33,2	66,8 $\pm$ 0,7
1,1	1,7	1,6	4,0	15,2	24,1	19,9	33,5	66,5 $\pm$ 0,5
1,2	1,9	1,7	4,7	17,3	22,4	19,2	33,7	66,3 $\pm$ 0,2
1,3	1,6	2,2	3,7	15,8	24,3	19,9	32,5	67,5 $\pm$ 1,1
1,4	2,6	2,0	4,5	19,7	26,8	17,7	26,7	73,3 $\pm$ 0,5
1,6	3,5	14,0	17,8	31,6	7,2	7,8	18,1	81,9 $\pm$ 0,8

макроагрегатам сообщают микроагрегаты, соответствующие величинам зерен 0,25—0,05 и 0,05—0,01 мм. Микроагрегаты размером средней пыли 0,01—0,005 мм являются неблагоприятными. Они обуславливают снижение водо- и воздухопроницаемости, высокую испаряющую способность и другие отрицательные свойства (Качинский, 1965). Следовательно, при оценке структуры почвы нельзя ограничиваться только макроагрегатным анализом.

Микроагрегатный анализ почвенной структуры по методу Астапова показал, что уплотнение почвы до 1,3  $г/см^3$  не оказывает влияния на изменение микроагрегатного состава (табл. 4). При плотности 1,4 и 1,6  $г/см^3$  наблюдается снижение количества микроагрегатов размером 0,25—0,05 мм и увеличение количества микроагрегатов размером меньше 0,01 мм. При этом общее количество микроагрегатов размером 0,25—0,05 снизилось с 63,1% при плотности 1,0  $г/см^3$  до 45,7% при плотности 1,6  $г/см^3$ , т. е. на 17,4%, а количество микроагрегатов размером меньше 0,01 мм увеличилось соответственно с 11,8% до 25,4%, т. е. более чем в 2 раза.

Следовательно, уплотнение почвы до 1,3  $г/см^3$  происходило в основном за счет уменьшения межагрегатной пористости. Сильное уплотнение южного карбонатного чернозема приводит к нежелательному строению почвенных макроагрегатов и почва приобретает свойства микроструктурных слитых почв.

О влиянии плотности почв на урожай сельскохозяйственных растений в настоящее время накоплен большой материал (Ревут, Соколовская, Васильев, 1971). Установлено, что оптимальная плотность по своей абсолютной величине индивидуальна для каждого типа почв, разновидностей почв по механическому составу и биологическим особенностям растений.

Плотность почвы влияет на растения не только в результате изменения физических условий, но также непосредственно оказывает влияние на рост и распространение корневых систем.



Таблица 4

**Микроагрегатный состав южного карбонатного чернозема  
в зависимости от уплотнения  
(в % от общей навески почвы)**

Плотность (г/см <sup>3</sup> )	Микроагрегатный состав водо- прочных агрегатов				Суммарный микроагрегатный состав			
	размер микроагрегатов (мм)							
	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005
1,0	38,3	19,2	4,3	4,9	63,1	25,1	5,3	6,5
1,1	36,7	16,4	5,9	7,6	63,0	21,6	7,1	8,3
1,2	35,8	17,5	5,8	7,3	62,4	22,6	6,7	8,3
1,3	34,0	20,2	6,0	7,4	59,3	25,6	6,6	8,5
1,4	39,1	20,8	5,7	7,7	57,0	27,1	6,8	9,1
1,6	33,7	25,8	9,4	13,0	45,7	28,9	10,8	14,6

Таблица 5

**Распределение корней яровой пшеницы и кукурузы в сосудах  
(30 × 30 см) по слоям в зависимости от плотности южного  
карбонатного чернозема (1962 г.)**

Плотность (г/см <sup>3</sup> )	г/сосуд				%			
	0—10	10—20	20—27	0—27	0—10	10—20	20—27	0—27 к плот- ности 1,00 г/см <sup>3</sup>
<b>Пшеница</b>								
1,00	6,2	8,5	9,1	23,8	25,8	35,9	38,3	100
1,15	7,4	9,5	6,3	23,2	32,0	40,9	27,1	97,5
1,30	5,2	2,4	2,7	10,3	50,5	23,3	26,2	43,3
1,60	1,8	0,7	0	2,5	72,0	28,0	0	10,4
1,00*								
1,15	5,6	8,6	7,7	21,9	25,6	39,2	35,2	92,0
1,15								
1,00	7,0	6,9	8,6	22,5	31,2	30,7	38,1	94,5
<b>Кукуруза</b>								
1,00	13,2	15,4	8,3	36,9	35,7	41,8	22,5	100
1,15	23,2	15,4	8,3	46,9	49,5	32,8	17,7	127,2
1,30	15,3	9,2	8,4	32,9	46,4	28,1	25,5	89,2
1,60	2,3	0,3	0	2,6	38,5	11,5	0	7,0
1,00								
1,15	23,8	12,4	9,2	45,4	52,3	27,4	20,3	123,0
1,15								
1,00	15,3	14,0	7,8	37,1	41,2	37,7	21,1	100,0

\* В числителе плотность слоя 0—10 см, в знаменателе — 10—27 см.

Корни растений способны преодолевать весьма значительные сопротивления, однако в зависимости от биологических особенностей корневых систем растений и состояния почвы предельные их возможности для роста и распространения в почве будут различными. Лучшее развитие корневой системы растений происходит при оптимальном соотношении относительно крупных и мелких пор, что обеспечивает хорошее развитие проводящих и всасывающих корней. При наличии значительного количества крупных пор наблюдается увеличение толщины проводящих корней: с другой стороны, при уменьшении диаметра пор в почве создаются более благоприятные условия для развития корневых волосков. Тщательное уплотнение приводит к уменьшению диаметра крупных пор до такой степени, что проводящие корни испытывают значительное сопротивление и не могут проникнуть в почву, хотя в этом случае и будут наблюдаться благоприятные условия для развития корневых волосков.

Имеющиеся в литературе данные показывают, что рост и распространение корневой системы растений непосредственно связаны плотностью почвы. В зависимости от вида растений и типа почв критические значения величин плотности для проникновения и роста корней различны.

Проведенные нами наблюдения показали, что плотность почвы оказывает большое влияние на закладку вторичной корневой системы, общий вес и характер распространения корней. Так, по данным наблюдений в полевом опыте 27 июня (через месяц после посева) на каждое растение пшеницы при плотности пахотного слоя южного карбонатного чернозема  $0,95 \text{ г/см}^3$  приходилось 2,8 вторичных корней, при плотности  $1,06 \text{ г/см}^3$  — 4,5 и при плотности  $1,26 \text{ г/см}^3$  — 3,1. Уплотнение почвы сказалось и на общем весе корней. В табл. 5 и 6 приведен общий вес воздушно-сухих корней в сосудах  $30 \times 30 \text{ см}$  с сетчатым дном (опыт в полевых условиях) и на делянках, в зависимости от плотности почвы. Больше всего корней по весу содержится при умеренном уплотнении всего пахотного слоя или его нижней части. На этих вариантах опытов был получен и самый высокий урожай пшеницы и кукурузы (Васильев, Ревут, 1965). С увеличением плотности почвы увеличивается относительное содержание корней в слое 0—10 см и чем плотнее почва, тем меньше корней проникает в нижележащие слои.

При плотности южного карбонатного чернозема  $1,6 \text{ г/см}^3$  корни смогли проникнуть только на глубину 12—15 см и были сильно деформированы. Кроме того, визуальные наблюдения показали, что на рыхлой почве корни были более толстыми, но менее разветвленными. С увеличением плотности почвы до  $1,3 \text{ г/см}^3$  корни становятся тоньше, но более ветвистыми. При более высокой плотности разветвление корней резко снижается. С увеличением плотности возрастает сопротивление почвы для проникновения относительно толстых корней, имеющих толщину,

**Вес корней яровой пшеницы и кукурузы в зависимости от плотности пахотного слоя южного карбонатного чернозема**

исходная плотность (г/см <sup>3</sup> )	Пшеница				Кукуруза					
	содержание корней в слое 0—20 см		содержание корней по слоям (% от общего веса)		исходная плотность (г/см <sup>3</sup> )	содержание корней в слое 0—30 см		содержание корней по слоям (% от общего веса)		
	г/м <sup>3</sup>	% к 1 в	0—10	10—20		г/м <sup>3</sup>	% к 1 в	0—10	10—20	20—30
1961 год										
1,02	115,5	100	52,4	47,6	0,96	111,0 *	100	50,7	49,3	—
1,14	161,1	139,5	58,6	41,4	1,06	119,5	107,7	45,6	54,4	—
1,34	83,1	71,1	62,7	37,3	1,30	64,0	57,6	85,9	14,1	—
1,03 **					1,06					
1,07	142,7	123,6	55,2	44,8	1,09	128,4	115,7	51,8	48,2	—
1,14					1,09					
1,03	111,0	96,0	63,1	36,9	0,94	113,0	101,8	58,0	42,0	—
1962 год										
0,95	78,2	100	50,0	50,0	0,94	177,7	100	29,0	45,5	25,5
1,06	111,1	142,1	40,0	60,0	1,06	189,0	106,4	36,0	40,2	23,8
1,26	70,3	89,9	50,7	49,3	1,25	105,2	59,2	45,5	31,4	23,1
0,90					0,90					
1,08	79,6	101,8	41,3	58,7	1,08	192,6	108,4	31,9	38,4	29,7
1,04					1,03					
0,96	78,6	100,5	51,4	48,6	0,94	159,1	89,5	45,4	28,9	25,7

\* В 1961 году вес корней кукурузы определен в слое 0—20 см.

\*\* В числителе плотность слоя 0—10 см, в знаменателе — 10—20 см.

соизмеримую с размерами крупных почвенных пор. При высокой плотности, особенно выше критической, задерживается рост не только главных, но и боковых корней, а это резко снижает общую поглощающую поверхность корневой системы растения и поступление питательных веществ и воды в наземные части растений и урожай сельскохозяйственных культур падает.

Для выяснения влияния плотности на урожай сельскохозяйственных растений были проведены вегетационные опыты в сосудах (20 × 20 см), а в полевых условиях на делянках (2 × 2 м) и в сосудах с сетчатым дном (30 × 30 см).

При постановке полевых опытов с различной плотностью почвы не удастся исключить воздействие такого важного фактора как влажность почвы. В зависимости от погодных условий влажность почвы в течение всего вегетационного периода сильно изменяется от избыточного увлажнения после дождя до резкого пересыхания в засушливый период. Условия постоянной влажности почвы были созданы в вегетационном опыте путем ежедневного полива снизу.

Как видно из табл. 7, самый высокий урожай зерна пшеницы получен при плотности почвы 1,1—1,2 г/см<sup>3</sup>. Уменьшение, а равно и увеличение плотности снизило урожай зерна. Особенно резко урожай снизился при плотности почвы выше 1,3 г/см<sup>3</sup>. В этих случаях получение урожая возможно только при высокой влажности почвы.

Таблица 7

Урожай пшеницы в зависимости от плотности при различной влажности южного карбонатного чернозема (г/сосуд)

1962 г.		1963 г.			
плотность (г/см <sup>3</sup> )	33%	плотность (г/см <sup>3</sup> )	31%	25%	22%
1,0	4,4 ± 0,4	0,95	5,6 ± 0,2	4,6 ± 0,2	4,3 ± 0,2
1,1	5,9 ± 0,3	1,1	7,0 ± 0,1	6,3 ± 0,2	5,8 ± 0,2
1,2	5,6 ± 0,2	1,2	6,8 ± 0,1	—	—
1,3	4,3 ± 0,2	1,3	3,4 ± 0,1	2,3 ± 0,1	3,8 ± 0,1
1,4	2,6 ± 0,3	1,5	0	0	2,8 ± 0,1
1,6	0,4 ± 0,1				

Примечание: Графы 2, 4, 5 — урожай зерна при влажности почвы в % объема, 6 — при влажности почвы в % веса.

Следует указать, что при влажностях почвы 33, 31 и 25% от объема, в каждом сосуде содержалось одинаковое количество почвы по объему, но разное по весу; при влажности 22% от веса в каждом сосуде содержалось одинаковое весовое количество почвы и воды. Следовательно, в первом случае в сосудах с различной плотностью содержалось разное количество питательных веществ, во втором — одинаковое.

Несмотря на различия по содержанию питательных веществ и воды в сосудах плотность почвы оказала большое влияние на ее плодородие и максимум урожая получен при умеренном уплотнении.

Аналогичное явление наблюдалось и в полевых опытах, в которых самый высокий урожай зерна пшеницы и зеленой массы кукурузы как на делянках, так и в сосудах, получен при плотности пахотного слоя почвы 1,05 — 1,15 г/см<sup>3</sup> (Васильев, Ревут, 1965).

Таким образом, плотность является одним из факторов, обуславливающих почвенное плодородие. При отклонении плотности пахотного слоя почвы от оптимальной для растений приводит к недобору урожая. Многочисленные литературные данные дают основание утверждать, что не только оптимальная, но и абсолютная величина отрицательного действия плотности зависит как от вида растений, так и от типа и разности почвы и прежде всего от ее механического состава, содержания гумуса, микро- и макроструктуры и увлажнения почвы.

При решении вопроса о повышении плодородия окультуренных почв необходимо предусматривать мероприятия, направленные на создание и поддержание оптимальной плотности почв для сельскохозяйственных растений.

## ВЫВОДЫ

1. Уплотнение влажной почвы (южный карбонатный чернозем) до  $1,2—1,3 \text{ г/см}^3$  не оказывает существенного влияния на ее структурное состояние. При более высокой плотности происходит разрушение макроагрегатов и микроагрегатов размером  $0,25—0,05 \text{ мм}$ , что приводит к увеличению глыбистости почвы.

2. Плотность почвы оказывает большое влияние на распределение корней растений по слоям. Резкое сужение проникновения корней пшеницы и кукурузы в нижележащие слои наблюдается при плотности почвы  $1,3 \text{ г/см}^3$  и выше, а при плотности  $1,6 \text{ г/см}^3$  корни не проникают глубже  $12—15 \text{ см}$ .

3. Оптимальная плотность пахотного слоя южного карбонатного чернозема для пшеницы и кукурузы находится в пределах  $1,05—1,20 \text{ г/см}^3$ . Критической плотностью, выше которой урожай растений резко снижается, является плотность  $1,25—1,35 \text{ г/см}^3$ .

## Литература

Бекаревич Н. Е., Буров Д. И., Долгов С. И., Ревут И. Б., Шевлягин А. И. Структура почвы и условия жизни растений. В кн. «Изменение почв при окультуривании, их классификация и диагностика». Изд-во «Колос», М., 1965.

Васильев А. М., Ревут И. Б. Плотность почвы, оптимальная для роста сельскохозяйственных растений на южных карбонатных черноземах Целиноградской области. Сб. трудов АФИ «Гидрофизика и структура почвы», в. 11, 1965.

Качинский Н. А. Физика почвы. Изд-во «Высшая школа», М., 1965.

Ревут И. Б. Физика почв. Изд-во «Колос», Л., 1964.

Ревут И. Б., Соколовская Н. А., Васильев А. М. «Пути регулирования почвенных условий жизни растений», часть II. Гидрометеориздат, Л., 1971.

Редков В. В. Почвы Целиноградской области, Алма-Ата, 1964.

Соколовская Н. А. Влияние плотности почвы на распределение лор по размерам и водно-физические свойства. Сб. трудов АФИ, вып. 14, 1967.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ОСОБЕННОСТЕЙ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРИРОДЫ ГУМУСОВЫХ ВЕЩЕСТВ ПОЧВ С ПОМОЩЬЮ ДАННЫХ ОПТИЧЕСКОЙ ПЛОТНОСТИ

В настоящее время накоплен большой аналитический материал по определению оптической плотности гумусовых веществ различных типов почв. Современные представления о химической природе гумуса в разных типах почв основаны, в большинстве случаев, на анализах верхних горизонтов почв или небольшого количества генетически наиболее важных почвенных горизонтов. Оптическую плотность определяют обычно во всей видимой части спектра и выражают ее величину графически при разных длинах волн для каждого препарата гумусовых веществ отдельно. Но так же, как для определения всех других химических или физико-химических показателей почв, представляет интерес найти способ сравнительного сопоставления величин оптической плотности гумусовых веществ во всем почвенном профиле в форме вертикальной колонки цифр или профильной кривой. Такой способ особенно желателен для введения в практику массовых почвенно-аналитических работ при географо-генетических почвенных исследованиях.

В связи с этим для исследования природы гумусовых веществ нами (Плотникова и Пономарева, 1967) был предложен упрощенный метод определения коэффициента оптической плотности гумусовых веществ —  $E_{C}^{mg/ml}$ , который представляет частное от деления величины оптической плотности раствора гумусовых веществ (при синем светофильтре,  $\lambda = 430$  мк, и толщине просматриваемого слоя раствора в 1 см) на концентрацию в растворе углерода в мг в 1 мл. Таким способом мы изучали природу и свойства наиболее характерной в составе гумуса фракции, растворимой в 0,1 н. NaOH после декальцинирования почвы.

На рис. 1 приведены профильный ход изменения коэффициента оптической плотности общего раствора гумусовых веществ и отдельно гуминовых кислот и фульвокислот, переходящих в 0,1 н. NaOH — вытяжку из декальцинированных навесок почв, в сопоставлении с кривыми валового содержания гумуса. Следует отметить, что величина коэффициента оптической плотности раствора гумусовых веществ в целом зависит не только от оптической плотности слагающих его компонен-

тов — гуминовых кислот и фульвокислот, но и от соотношения между ними.

Профильные кривые коэффициентов оптической плотности гумусовых веществ построены для пяти типов почв: типичного чернозема, серой лесной почвы, песчаного иллювиально-гумусового подзола, дерново-подзолистой суглинистой почвы и бурой лесной почвы.

Приводим краткую характеристику исследованных почв.

1. Типичный чернозем Центрально-Черноземного заповедника Курской обл. Целинная степь. Мощный структурный гумусовый горизонт до 1 м постепенно переходит в осветленный от выделений карбонатов лессовидный желтый суглинок. Вскипанье с глубины 1 м.

2. Серая лесная почва Ивано-Франковской обл. Воляно-Подольское плато. Дубовый лес. Почвообразующая порода — желто-бурый суглинок. Гумусовый горизонт  $A_1$  буроватого оттенка сменяется подзолистым горизонтом  $A_2$ , который несколько прокрашен гумусом. С глубины 50 см последний постепенно переходит в темноцветный горизонт  $B_1$ , пропитанный черным гумусом, тяжелосуглинистый, призматически-ореховатой структуры. В нижней части профиля (с глубины 90 см) горизонт В осветляется за счет поступления в него затеков более светлого гумуса.

3. Песчаный иллювиально-гумусово-железистый подзол Ленинградской обл. (Карельский перешеек). Озерно-ледниковая песчаная терраса. Елово-сосновый лес чернично-долгомошный, с пятнами сфагнума и зеленых мхов. Оторфованная лесная подстилка непосредственно граничит с белесым песчаным подзолистым горизонтом, который сверху несколько прокрашен серым гумусом. Горизонт  $A_2$  резко сменяется ярко выраженным гумусово-иллювиальным горизонтом  $B_h$  буро-кофейного цвета, который постепенно переходит в горизонт буровато-охристого, а затем буровато-желтого песка.

4. Дерново-сильноподзолистая суглинистая почва на ленточной глине Ленинградской обл. (Лисинское лесничество). Рельеф ровный. Еловый лес с примесью сосны. Травяной покров довольно богатый и состоит из костяники, вейника, ландыша, кислички. Несплошной покров зеленых мхов. Под слоем сравнительно рыхлой лесной подстилки ( $A_0$ ) залегает гумусовый горизонт  $A_1$  ( $A_1A_2$ ), ниже которого выделяется белесовато-серый подзолистый горизонт  $A_2$ , постепенно переходящий сначала в бурый тяжелосуглинистый горизонт В, а затем в материнскую породу. В нижней части профиля слабое оглеение.

5. Бурая лесная кислая почва Румынии. Западные Карпаты, высота 500 м. Склон 11—12°. Буково-еловый лес. Почва сильно влажная, кислая, на склонах образуются небольшие торфяные «подушки». Механический состав почвы — тяжелый иловатый суглинок.

В табл. 1—2 приведены данные определения фракционно-группового состава гумуса изучаемых почв. Наши данные по оптической плотности гумусовых веществ следует рассматривать как дополнительный материал к данным определения фракционно-группового состава гумуса почв, позволяющий дать дополнительную характеристику природы гумусовых веществ.

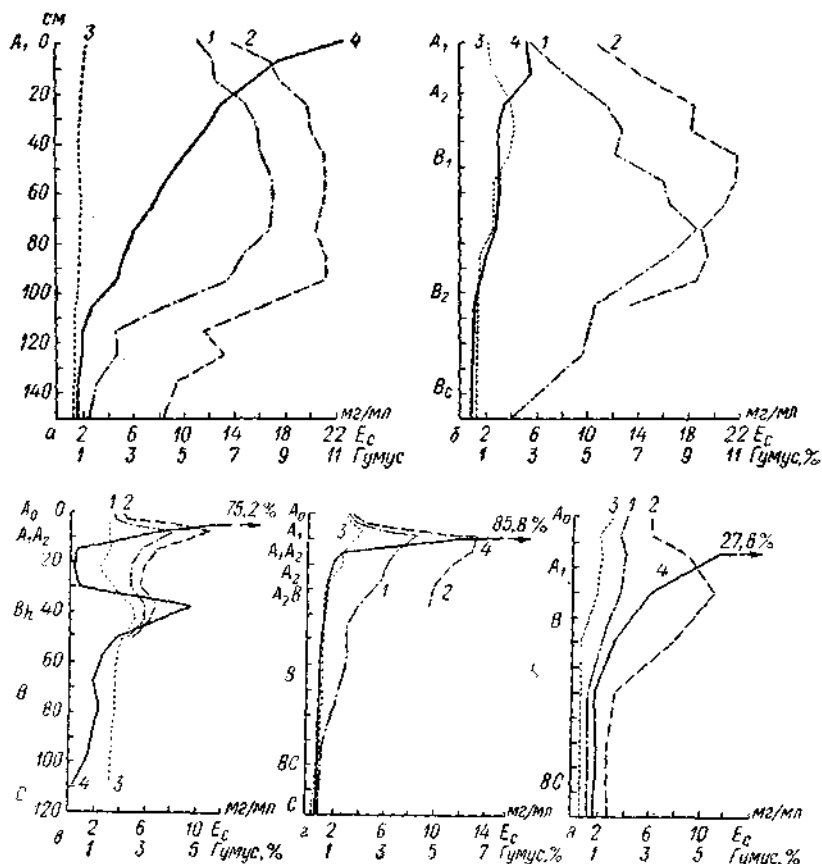


Рис. 1. Профильные кривые коэффициентов оптической плотности гумусовых веществ.

а — типичный чернозем, б — серая лесная почва, в — песчаный иллювиально-гумусовый подзол, г — дерново-подзолистая суглинистая почва, д — бурая лесная почва; 1 —  $E_C^{Mg, Na}$  гумусовых веществ в целом, растворимых в 0,1н. NaOH после декальцирования почвы, 2 —  $E_C^{Mg, Na}$  гуминовых кислот; 3 —  $E_C^{Mg, Na}$  фульвокислот; 4 — содержание гумуса в почве в %.

Данные рис. 1 показывают, что оптические свойства гуминовых кислот и фульвокислот, а в связи с этим и гумуса в целом, закономерно изменяются в почвах, имея характерный ход профильных кривых.



Из приведенных профильных кривых коэффициентов оптической плотности гумусовых веществ видно, что гумус типичного чернозема и серой лесной почвы характеризуется наиболее высокой оптической плотностью в связи с преобладанием в его составе черных гуминовых кислот, связанных с кальцием, отличающихся высокой оптической плотностью. Величина  $E_{\text{C}}^{421/\text{м.л}}$  гуминовых кислот достигает 20—22. Такая высокая плотность служит показателем значительной конденсированности ароматического ядра гуминовых кислот и небольшого содержания в их молекулах боковых радикалов, несущих гидрофильные группы.

По мнению М. М. Кононовой (1951, 1956), условия почвообразования в черноземах, в частности ограниченное количество осадков в летний период, нейтральная реакция почвы и пр., способствуют образованию сложных форм гуминовых кислот. В условиях непромывного водного режима черноземов эти фракции гумуса отличаются высокой устойчивостью и остаются в основном на месте своего образования или очень незначительно перераспределяются в вертикальном направлении (Пономарева, Николаева, 1965). В результате этого в черноземах формируется мощный темноокрашенный гумусовый горизонт накопления высокомолекулярных гуминовых кислот. Постоянство величин  $E_{\text{C}}^{421/\text{м.л}}$  гумусовых веществ в нем, за исключением самого верхнего слоя, указывает на одинаковую, однородную, природу и свойства гумусовых веществ всего гумусового горизонта, что согласуется с однородным фракционно-групповым составом его гумуса (табл. 1).

В верхних горизонтах изучаемых почв оптическая плотность гуминовых кислот, как правило, ниже, чем в средней части профиля, что может быть объяснено их новообразованием в этих горизонтах под естественной растительностью. Наиболее резкое увеличение оптической плотности наблюдается в средней части профиля серой лесной почвы, несмотря на небольшое содержание здесь гумуса. Такая закономерность наблюдается и в черноземе, но выражена гораздо слабее. Некоторая тенденция повышения оптической плотности в средней части профиля по сравнению с верхним горизонтом намечается и для гуминовых кислот бурой лесной почвы.

На подобные явления обращают внимание в своих работах и другие исследователи. Так, Н. П. Бельчикова (1951) обнаружила увеличение оптической плотности гуминовых кислот с глубиной в профилях многих почв, за исключением сильноподзолистой почвы и краснозема, и высказала предположение, что увеличение оптической плотности «... может быть объяснено конденсацией (старением) гуминовых кислот в глубоких горизонтах при нейтральной реакции, обязанной присутствию кальция». Однако, этому объяснению противоречит тот факт, что в серых лесных почвах, напротив, в средней части профиля

Фракционно-групповой состав

Типичный чернозем						
Глубина (см)	С орг. (%)	фракции гуминовых кислот				Сумма фульвокислот
		1	2	3	сумма	
0—5	6,61	6,2	20,1	9,9	36,2	24,8
5—10	5,09	4,4	23,0	9,0	36,4	27,3
10—20	4,54	4,1	22,2	10,0	36,3	27,7
20—30	3,77	2,5	28,4	9,1	40,0	25,1
30—40	3,44	2,0	30,1	8,5	40,6	22,3
40—50	2,94	1,7	30,9	8,9	41,5	25,7
50—60	2,53	1,4	35,5	7,2	44,1	25,9
60—70	2,21	1,3	36,3	7,1	44,7	24,9
70—80	1,78	0,5	36,2	7,3	44,0	27,0
80—90	1,54	0,0	30,4	9,0	39,4	30,1
90—100	1,34	0,0	27,5	8,5	36,0	34,1
110—120	0,55	0,0	9,5	5,0	14,5	42,6
120—130	0,53	0,0	8,8	6,7	15,5	43,4
130—140	0,44	0,0	8,2	4,3	12,5	49,1

наблюдается увеличение кислотности почвы и едва ли создаются более благоприятные условия для конденсации гуминовых кислот по сравнению с вышележащими горизонтами. По мнению других авторов, темноокрашенный горизонт в средней части профиля серых лесных почв является реликтом прошлой, черноземной стадии почвообразования.

В. В. Пономарева (1956, 1964) придерживается иной точки зрения относительно причин высокого содержания оптически очень плотных гуминовых кислот в средней части профиля серых лесных почв и связывает это явление с современным процессом почвообразования. Она предполагает, что в элювиальных условиях средней части профиля серых лесных почв происходит гидролитическое отщепление от макромолекул гуминовых кислот и вынос вниз более лабильных боковых гидрофильных цепочек и остается на месте наиболее устойчивая фракция гуминовых кислот, отличающаяся высокой оптической плотностью. Однако, до настоящего времени вопрос этот остается еще дискуссионным и трудно говорить с полной уверенностью о причинах, вызывающих увеличение оптической плотности гуминовых кислот в средней части почвенного профиля.

В нижних горизонтах рассматриваемых почв оптическая плотность гуминовых кислот значительно снижается, т. к. сюда, по всей вероятности, в периоды промачивания почвы мигрируют из верхних горизонтов гуминовые кислоты упрощенного строения или продукты отщепления от них. Что касается фульвокислот, то наиболее низкими и почти постоянными в профиле показателями оптической плотности ( $E_C^{421, m, \lambda} = 1-2$ ) и

Таблица 1

гумуса (% к общему С)

Серая лесная почва						
Глубина (с.м)	С орг. (%)	фракции гуминовых кислот				Сумма фульвокислот
		1	2	3	сумма	
1—8	2,68	15,2	3,1	5,7	24,0	31,7
8—18	1,61	15,6	4,0	4,9	24,5	34,5
20—30	1,00	23,9	4,5	6,8	35,2	40,4
30—40	0,86	22,1	17,7	4,1	43,9	37,0
40—50	0,89	10,6	28,6	5,9	45,1	33,1
50—60	0,92	4,1	34,1	6,9	45,1	33,1
60—70	0,87	2,1	35,8	10,5	48,4	25,0
70—80	0,82	1,5	42,4	7,6	51,5	22,7
80—90	0,59	1,0	35,7	7,0	43,7	35,9
90—100	0,46	0,7	22,1	7,8	30,6	35,2
100—110	0,32	0,0	16,0	9,9	25,9	38,7
120—130	0,28	0,0	8,6	9,7	18,3	42,9
140—150	0,23	0,0	4,0	9,4	13,4	46,2

очень светлой окраской отличаются фульвокислоты черноземов. Их оптическая плотность так же, как и гуминовых кислот, уменьшается в нижних горизонтах почвенного профиля.

М. М. Кононова (1951) считает, что группа фульвокислот в почвах степного типа почвообразования не равнозначна креновым и апокреновым кислотам подзолистых почв и представляет собой преимущественно гуминовые кислоты упрощенного строения.

В противоположность гумусу чернозема и серой лесной почвы, гумус подзолистых и бурой лесной почвы характеризуется очень низкой оптической плотностью в соответствии с резким преобладанием в его составе фульвокислот. Величина  $E_{540}^{1\%1\text{см}}$  гумусовых кислот не превышает 4—8. По мнению В. В. Пономаревой (1964) и других авторов, избыточное увлажнение, а в связи с этим замедление процессов гумификации растительных остатков, способствуют формированию в подзолистых почвах гумусовых веществ типа фульвокислот, которые М. М. Кононова (1951) склонна рассматривать как наименее «зрелые» представители группы гуминовых кислот. Но и гуминовые кислоты этих почв отличаются низкой оптической плотностью, что указывает на их слабую конденсированность и генетическую близость с фульвокислотами. Низкие показатели коэффициента оптической плотности свидетельствуют, по-видимому, о меньшей конденсированности сетки ароматического углерода в гуминовых кислотах подзолистых и бурых лесных почв, по сравнению с черноземами и серыми лесными почвами и увеличении в их молекулах числа боковых радикалов, несущих атомные группировки с гидрофильными свойствами.

Фракционно-групповой состав гумуса  
(% к общему С)

Иловячно-гумусовый подзол				Дерново-подзолистая почва				Бурая лесная почва												
Глубина (см)	С орг. (%)	Фракции гуминовых кислот			Глубина (см)	С орг. (%)	Фракции гуминовых кислот			Глубина (см)	С орг. (%)	Фракции гуминовых кислот			Сумма фульвокислот					
		1	2	3			Сумма	1	2			3	Сумма	1		2	3	Сумма		
0-2	43,65	10,7	0,0	14,0	24,7	23,0	0-1	49,77	10,6	0,0	5,6	16,2	21,1	0-5	17,84	22,5	0,0	8,9	31,4	33,2
2-4	27,10	11,7	0,0	14,0	25,7	24,4	1-3	50,57	12,7	0,0	9,0	21,7	20,5	5-10	9,25	17,2	0,0	7,1	24,3	44,3
4-5	3,28	16,9	0,0	10,9	27,8	27,6	3-5	47,81	12,9	0,0	10,0	22,9	20,5	10-20	3,68	8,2	0,0	6,5	14,7	59,8
5-10	1,91	18,2	0,0	11,4	29,6	18,4	5-6	19,62	15,9	0,0	9,6	25,5	25,3	25-35	1,97	6,9	0,6	4,5	12,0	66,7
10-19	0,16	16,9	0,0	6,3	23,2	20,0	6-12	3,38	16,0	0,0	5,5	21,5	31,5	45-55	1,06	5,4	1,5	1,0	7,9	70,8
19-26	0,07	15,7	0,0	5,3	21,0	36,7	12-17	0,77	11,8	0,0	3,5	15,3	39,8	65-75	0,55	3,5	4,1	0,0	7,6	81,7
26-34	0,21	12,4	0,0	2,1	14,5	62,2	17-23	0,56	8,9	0,0	2,7	11,6	40,0	90-100	0,59	3,0	3,3	0,0	6,3	74,4
34-40	2,82	4,9	0,0	0,6	5,5	88,9	23-30	0,44	3,7	2,3	1,5	7,5	38,6	110-120	0,50	2,8	3,9	0,0	6,7	80,2
40-46	1,97	4,6	0,0	0,6	5,2	92,9	30-35	0,87	1,2	3,2	1,4	5,8	38,0	140-150	0,39	3,2	5,4	0,0	8,6	86,3
46-53	1,08	3,7	0,0	0,0	3,7	93,0	35-40	0,34	0,6	3,9	1,0	5,5	37,8	170-180	0,38	3,7	6,4	0,0	10,1	94,4
53-63	0,73	2,9	0,0	0,0	2,9	91,6	40-50	0,30	0,0	1,6	0,8	2,4	35,1							
63-73	0,56	2,7	0,0	0,0	2,7	90,1	50-60	0,26	0,0	1,0	0,0	1,0	34,9							
73-83	0,67	3,0	0,0	0,0	3,0	89,5	60-70	0,24	0,0	0,0	0,0	0,0	31,7							
83-93	0,54	3,0	0,0	0,0	3,0	89,4	70-80	0,23	0,0	0,0	0,0	0,0	29,8							
93-103	0,42	3,1	0,0	0,0	3,1	88,1	90-100	0,22	0,0	0,0	0,0	0,0	22,8							
103-113	0,09	3,0	0,0	0,0	3,0	66,7	110-130	0,21	0,0	0,0	0,0	0,0	20,5							

Обладая упрощенным строением и гидрофильными свойствами, гуминовые кислоты подзолистых и бурых лесных почв отличаются более высокой подвижностью по сравнению с гуминовыми кислотами черноземов и способны в отдельных случаях в периоды промачивания почв мигрировать вместе с фульвокислотами из верхних слоев в нижние. Передвижение гумусовых веществ и происходящие при этом изменения их состава и свойств, по мнению В. В. Пономаревой (1964), в значительной степени обуславливаются фильтрующей способностью почвы и взаимодействием гумусовых веществ с ее минеральными компонентами.

Разный характер профильных кривых оптической плотности гумусовых веществ в песчаном иллювиально-гумусовом подзоле (рис. 1, а) и дерново-подзолистой суглинистой почве (рис. 1, б) отражает особенности проявления подзолообразовательного процесса на песчаных и глинистых породах и может служить подтверждением высказываний В. В. Пономаревой по данному вопросу. В связи с этим рассмотрим изменения оптических свойств гумусовых веществ сначала в профиле иллювиально-гумусового подзола, а затем в дерново-подзолистой почве.

Ход профильных кривых  $E_c^{m/m}$  гумусовых веществ (рис. 1, в) в значительной степени отражает элювиально-иллювиальный характер процессов, имеющих место в песчаном подзоле, и показывает, что оптические свойства, а, следовательно, и природа гумусовых веществ, неодинаковы в разных горизонтах его почвенного профиля. Попытаемся проследить изменения оптических свойств гумусовых веществ по профилю песчаного подзола и дать им объяснения.

Органическое вещество подстилочного горизонта  $A_0$ , представленное неполностью гумифицированными растительными остатками, характеризуется низкими величинами оптической плотности. Сближение кривых оптической плотности гуминовых кислот и фульвокислот в этом горизонте свидетельствует об отсутствии в нем хорошо оформленных гуминовых кислот.

Только в горизонте  $A_1A_2$  несмотря на его небольшую мощность, что характерно для подзолов, четко выражена дифференциация гумусовых веществ по оптическим свойствам. Гуминовые кислоты в этом горизонте имеют наиболее высокие показатели оптической плотности по сравнению с остальными горизонтами ( $E_c^{m/m} = 11$ ), что указывает на больший размер их молекул. Формируясь в условиях кислой среды, они выпадают в горизонте  $A_1A_2$  в осадок и физически резко отделяются от жидкой фазы, которая мигрирует вниз и производит оподзоливающее действие на нижележащие горизонты (Пономарева, 1964). Миграция высокодисперсных и реакционноспособных гумусовых веществ в профиле подзола приводит к его резкому морфологическому и химическому расчленению.

Данные определения оптической плотности показывают, что оптические свойства и природа гумусовых веществ неодинаковы в горизонтах  $A_1A_2$  и  $A_2$ . Низкие значения  $E_C^{M/M}$  гумусовых веществ в последнем обусловлены присутствием в нем ничтожных количеств гуминовых кислот и фульвокислот наиболее простого строения.

Как предполагает В. В. Пономарева, в него поступает из верхнего горизонта только та часть высокодисперсных гумусовых веществ, которые оказались наименее устойчивыми к осаждению и неспособны были закрепиться в горизонте  $A_1A_2$ . Постоянно проточные условия и высокая степень разбавленности растворов гумусовых веществ препятствуют усложнению их молекул и осаждению в горизонте  $A_2$ .

Иллювиальный горизонт  $B_h$  отличается более высокими показателями оптической плотности гуминовых кислот и особенно фульвокислот по сравнению с элювиальным горизонтом  $A_2$ . Этот горизонт, как видно из табл. 2, формируется почти исключительно растворами фульвокислот, лишь с небольшой примесью гуминовых (типа ульминовых) кислот, которые по своим оптическим свойствам и, следовательно, природе и функциям близки к фульвокислотам. По-видимому, фульвокислоты (и частично ульминовые кислоты), мигрируя в состоянии высокодисперсного золя из верхних горизонтов в нижние, испытывают на своем пути нейтрализующее действие полуторных окислов и переходят на некоторой глубине в состояние геля, формируя горизонт  $B_h$  (Пономарева, 1964). Закрепляясь здесь с полуторными окислами, они удерживаются от вымывания, накапливаются и подвергаются, возможно, некоторым химическим трансформациям. Величина  $E_C^{M/M}$  фульвокислот в горизонте  $B_h$  достигает 4—5, что значительно превышает величины этого коэффициента в других почвах, особенно в черноземах, и свидетельствует о более сложном строении молекул фульвокислот в песчаном подзоле.

В средней и нижней частях профиля песчаного подзола присутствуют только фульвокислоты, причем размеры их молекул и, соответственно, способность к осаждению уменьшаются постепенно от верхней части горизонта  $B_h$  к нижней. Высокое значение коэффициента оптической плотности фульвокислот на протяжении всего профиля песчаного подзола по сравнению с фульвокислотами дерново-подзолистой суглинистой почвы объясняется, согласно В. В. Пономаревой, проникновением в него на большую глубину растворов, содержащих относительно крупные молекулы фульвокислот, что связано с легким механическим составом этой почвы — ее крупной пористостью и легкой фильтрующей способностью. Более или менее крупные молекулы фульвокислот проваливаются через подобную фильтрующую систему как через крупнопористое сито.

Условия процесса подзолообразования в дерново-подзолистой почве на тяжелых суглинках иные, чем в песчаном подзоле, что в значительной степени обусловлено различными фильтрующими свойствами пород. Специфика проявления этого процесса в дерново-подзолистой почве находит свое выражение в изменении природы и оптических свойств гумусовых веществ в профиле почвы.

Профильные кривые коэффициента оптической плотности гумусовых веществ в дерново-подзолистой почве имеют ряд общих черт с подзолом, но и некоторые характерные отличия (рис. 1, 2). Так же, как и в подзоле, наибольшее сближение кривых оптической плотности гуминовых кислот и фульвокислот и низкие показатели оптической плотности гумусовых веществ наблюдаются в горизонте  $A_0$ , что объясняется теми же причинами, что и в песчаном подзоле — присутствием в подстилке продуктов неполной гумификации растительных остатков. Максимального значения оптическая плотность гумусовых веществ и, в частности, гуминовых кислот, достигает так же, как и в рассмотренном иллювиально-гумусовом подзоле, в горизонте  $A_1$  ( $A_1A_2$ ), но в отличие от последнего, показатели оптической плотности гуминовых кислот в дерново-подзолистой почве остаются сравнительно высокими и в нижележащем горизонте  $A_2$ . Величина  $E_C^{m2/m\lambda}$  гуминовых кислот в горизонте  $A_1A_2$  достигает 13 и превышает величину соответствующего коэффициента в песчаном подзоле, что свидетельствует о большей «зрелости» и меньшей дисперсности гуминовых кислот в дерново-подзолистой почве. При этом параллельно увеличению оптической плотности гуминовых кислот в указанных горизонтах наблюдается увеличение оптической плотности и фульвокислот.

В нижележащих горизонтах дерново-подзолистой почвы, как видно из таблицы 2, содержание гуминовых кислот незначительное или они отсутствуют, в то время, как фульвокислоты представлены более высокодисперсными фракциями. Их коэффициент оптической плотности значительно меньше, чем в песчаном подзоле, и постепенно уменьшается с глубиной в связи с повышением степени дисперсности растворов фульвокислот.

Таким образом, в дерново-подзолистой суглинистой почве, в отличие от песчаного подзола, нет явно выраженного иллювиально-гумусового горизонта и, вследствие этого не наблюдается сколько-нибудь заметного увеличения оптической плотности гумусовых веществ в горизонте В. Все эти особенности морфологического и химического строения профиля дерново-подзолистой почвы в значительной степени связаны с ее механическим составом. Согласно В. В. Пономаревой (1964), специфика подзолообразования в дерново-подзолистой суглинистой почве состоит в следующем. Вследствие тонкой пористости глинистых и суглинистых пород, в верхней части профиля дерново-подзолистой почвы под лесной подстилкой задерживаются наиболее высоко-

молекулярные фракции гумусовых веществ, что приводит к формированию более или менее гумусированного горизонта  $A_1$  или  $A_1A_2$ . При этом в нем задерживаются не только молекулы ульминовых кислот, но, по-видимому, и крупные молекулы фульвокислот, которые свободно фильтровались бы вниз, если бы почва была крупнопористой, песчаной. В нижележащую кореннеобитаемую и поэтому еще более труднопроницаемую для растворов почвенную толщу мигрируют только наиболее высокодисперсные фракции фульвокислот, которые производят сильное оподзоливающее действие на подгумусовый горизонт.

Отсутствие хорошо выраженного локализованного иллювиально-гумусового горизонта в дерново-подзолистой почве объясняется тем, что в ее почвенной толще фульвокислоты находятся в сильно диспергированном состоянии и неспособны к седиментации ни при каких условиях. Книзу степень дисперсности растворов фульвокислот постепенно увеличивается, что обеспечивает плавный переход горизонта В в материнскую породу.

В бурой лесной почве, как видно из данных табл. 2, так же, как и в дерново-подзолистой почве, гумус состоит в основном из фульвокислот при небольшом количестве бурых ульминовых кислот. Величина  $E_C^{540\text{nm}}$  последних не превышает 11. Однако, несмотря на сходство фракционно-группового состава гумуса, профиль бурой лесной почвы слабо дифференцирован, в то время, как в дерново-подзолистой почве наблюдается резкое расчленение его на горизонты  $A_1$  и  $A_2$ . По-видимому, гумусовые вещества подзолистых и бурых лесных почв нельзя считать идентичными, так как они формируются в различных биоклиматических условиях.

На основании полнопрофильных данных определения оптической плотности гумусовых веществ, можно заключить, что в горизонте  $A_0$  бурых лесных почв формируются гуминовые кислоты с более высокой оптической плотностью, чем в подзолистых почвах. По-видимому, в бурых лесных почвах умеренно-теплого климата создаются лучшие условия для гумификации растительных остатков, вследствие чего гумус этих почв, находясь на более высоких стадиях биохимических превращений, является менее грубодисперсным по сравнению с подзолистыми почвами (Пономарева, 1962, 1964).

В бурой лесной почве при переходе от горизонта  $A_0$  к горизонту  $A_1$  не наблюдается такого резкого увеличения оптической плотности гуминовых кислот, как это имеет место в дерново-подзолистых почвах. При этом относительно высокие показатели коэффициента оптической плотности гуминовых кислот сохраняются на значительную глубину почвенного профиля бурой лесной почвы, достигая своего максимума в слое 25—30 см, который является приблизительной границей между горизонтами  $A_1$  и В. Можно предполагать, что эти гуминовые кислоты способны закрепляться в профиле бурой лесной почвы с подвиж-



ным Fe, тем самым препятствуя развитию в нем процесса опод-  
юливания.

Ввиду незначительного содержания в составе гумуса бурой лесной почвы гуминовых кислот, увеличение их оптической плотности в средней части профиля почти не сказывается на ходе кривой оптической плотности гумуса в целом. Последняя по своему характеру мало чем отличается от профильной кривой оптической плотности фульвокислот.

Изучение оптических свойств фульвокислот показало, что в бурой лесной почве они более высокодисперсны, чем в подзолистых почвах, особенно в иллювиально-гумусовом подзоле. Коэффициент оптической плотности фульвокислот в бурой почве заметно уменьшается вниз по профилю до глубины 50 см, а глубже почти не меняется.

В нижней части профиля (приблизительно с глубины 70 см) присутствуют в небольшом количестве гумусовые вещества, способные, наподобие гуминовых кислот, выпадать в осадок при подкислении щелочной вытяжки. Однако, ввиду их очень низкой оптической плотности, отнесение их к гуминовым кислотам является спорным вопросом. Во всяком случае мы хотим обратить внимание на то, что в одних почвах, как например, в иллювиально-гумусовом песчаном подзоле, в кислом фильтрате после осаждения гуминовых кислот остаются гумусовые вещества, оптическая плотность которых может превышать оптическую плотность гумусовых веществ, способных к осаждению в другой почве, в частности, в рассмотренной нами бурой лесной почве. Так, коэффициент оптической плотности фульвокислот в подзоле достигает 5, тогда как тот же коэффициент так называемых «гуминовых кислот» в бурой лесной почве снижается до 2,8.

Обобщая полученные данные, можно сказать следующее.

Оптические свойства гуминовых кислот и фульвокислот и, в связи с этим гумуса в целом, очень неодинаковы в разных почвах и их горизонтах. Значения коэффициентов оптической плотности в них колеблются в широких диапазонах: для гуминовых кислот от 3 до 22 и для фульвокислот от 0,5 до 5. Обладая неодинаковым строением, природой и свойствами, гумусовые вещества различных почв принимают разное участие в почвенных процессах и формировании почвенного профиля. Причиной существенных различий природы и свойств гумусовых веществ является разнообразие природных условий почвообразования.

Наибольшей оптической плотностью и, следовательно, высокой степенью конденсированности молекул с гидрофобными свойствами, отличаются гуминовые кислоты черноземов, наименьшей — подзолистых почв. В противоположность гуминовым кислотам, фульвокислоты черноземов характеризуются наименьшими показателями оптической плотности, в то время как в

профиле подзолистых почв таких резких различий между величинами оптической плотности гуминовых кислот и фульвокислот не имеется.

По мнению М. М. Кононовой и Н. П. Бельчиковой (1960), «... группа гуминовых кислот и фульвокислот тесно ассоциированы друг с другом; фульвокислоты могут рассматриваться как начальные формы гуминовых кислот или продукты их деструкции».

Учитывая резкие различия оптической плотности гуминовых кислот и фульвокислот в черноземах, трудно представить, что их гуминовые кислоты в процессе формирования проходят стадию фульвокислот. Скорее можно предположить, что они образуются самостоятельным путем в ходе разложения и гумификации растительных остатков. Фульвокислоты же черноземов с большим основанием можно считать продуктами деструкции гуминовых кислот. Их низкая оптическая плотность объясняется, по-видимому, тем, что от высококонденсированных, сложных макромолекул гуминовых кислот черноземов способны отщепляться только наиболее простые группировки (вероятно, боковые гидрофильные группы), которые менее прочно связаны с ядром гуминовых кислот.

Л. Н. Александрова с сотрудниками (1966, 1968, 1970), на основании экспериментальных исследований, подтвердила возможность образования в почвах фульвокислот путем отщепления их от единой системы гумусовых веществ. По ее мнению (1966), «... основными звеньями гумификации являются взаимная конденсация высокомолекулярных продуктов разложения, переход их в твердую фазу с постепенным расщеплением системы на гуминовые кислоты и фульвокислоты, частичное окисление, дегидрирование и внутримолекулярные перегруппировки, обуславливающие дальнейшую ароматизацию молекул и увеличение количества карбоксильных групп». В связи с этим, нам не всегда кажется удачным по отношению к гумусовым веществам употребление терминов «более или менее конденсированные», так как в почвах, наряду с гумусовыми веществами, находящимися на разных стадиях конденсации, могут присутствовать в тех или иных количествах продукты их расщепления. Может быть правильнее было бы называть их гумусовыми веществами «более простого» или «более сложного» строения, хотя и эти термины очень условны.

Что касается подзолистых почв, то процесс гумусообразования в них направлен в сторону образования фульвокислот, которые по своим оптическим свойствам менее резко отличаются от гуминовых кислот и имеют с последними ряд переходных форм.

Данные элементарного состава, определения порога коагуляции, а также отсутствие в некоторых случаях четкого отделения бурого хлопьевидного осадка ульминовых кислот от кис-

лого фильтрата фульвокислот и помутнение последнего после недолгого стояния, могут в какой-то степени служить подтверждением существования генетической связи между гуминовыми кислотами и фульвокислотами и возможности их взаимопревращений. По-видимому, в гидротермических условиях лесной зоны процесс формирования молекул гуминовых кислот не доходит до той высокой стадии конденсации, которая наблюдается в черноземах. Однако, и в отношении подзолистых почв можно лишь предположительно говорить о фульвокислотах как о менее «зрелых» представителях гуминовых кислот, несмотря на сходство их строения и некоторые другие близкие черты.

В заключение следует сказать, что процесс формирования гуминовых кислот и фульвокислот в разных типах почв и разных биоклиматических условиях очень сложен. Ввиду отсутствия единой точки зрения на механизм образования в почве гумусовых веществ, необходимы дальнейшие исследования в этой области. Полнопрофильное изучение оптических свойств гумусовых веществ, в сочетании с определением их содержания, состава и других физико-химических особенностей, будет играть существенную роль в решении этого вопроса.

## ВЫВОДЫ

1. Оптические свойства гуминовых кислот и фульвокислот, и в связи с этим гумуса в целом, различны в разных почвах и их горизонтах. Гумус типичного чернозема и серой лесной почвы характеризуется наиболее высокой оптической плотностью в связи с преобладанием в его составе черных гуминовых кислот, связанных с кальцием, отличающихся высокой оптической плотностью. Гумус подзолистых и бурой лесной почвы характеризуется низкой оптической плотностью в соответствии с резким преобладанием в его составе фульвокислот.

2. Причиной существенных различий природы и свойств гумусовых веществ в почвах является разнообразие природных условий гумусообразования.

3. Обладая неодинаковым строением, природой и свойствами, гумусовые вещества различным образом влияют на формирование почвенных профилей в разных условиях.

## Литература

Александрова Л. Н. О механизме образования гумусовых веществ в процессах превращения их в почве. Зап. ЛСХИ, т. 105, в. I, 1966.

Александрова Л. Н. Вероятные пути образования двухкомпонентной системы гумусовых веществ в почве. Сб. «Химия, генезис и картография почв». Изд-во «Наука», М., 1968.

Александрова Л. Н. Процессы гумусообразования в почве. Сб. «Гумусовые вещества почв». Зап. ЛСХИ, т. 142, 1970.

Бельчикова Н. П. Некоторые закономерности содержания, состава гумуса и свойств гуминовых кислот в главнейших группах почв Союза ССР. Тр. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, т. 38, 1951.

Кононова М. М. Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения. Изд. АН СССР, 1951.

Кононова М. М. Гумус главнейших типов почв СССР, его природа и пути образования. «Почвоведение», № 3, 1956.

Кононова М. М. Органическое вещество почвы. Изд. АН СССР, 1963.

Кононова М. М., Бельчикова Н. П. К изучению природы гумусовых веществ почвы приемами фракционирования. «Почвоведение», № 11, 1960.

Плотникова Т. А., Пономарева В. В. Упрощенный вариант метода определения оптической плотности гумусовых веществ с одним светофильтром. «Почвоведение», № 7, 1967.

Пономарева В. В. О сущности и географических закономерностях подзолообразования. «Почвоведение», № 3, 1956.

Пономарева В. В. О роли гумусовых веществ в образовании бурых лесных почв. «Почвоведение», № 12, 1962.

Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. Изд-во «Наука», 1964.

Пономарева В. В., Т. А. Николаева. Содержание и состав гумуса в черноземах Стрелецкой степи под разными угодьями. Тр. Центр. Черноземного заповед., в. 8, Воронеж, 1965.

## ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО ФАКТОРА НА РАЗЛОЖЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ГУМУСОВЫМИ КИСЛОТАМИ

Среди многообразия органического вещества в природе большое действие на процессы разложения почвенных минералов должны оказывать почвенные гумусовые кислоты — природные агенты разложения минералов и горных пород, играющие важную роль в генезисе всех типов почв и определяющие морфологический, химический и минералогический профиль почв (Тюрин, 1937, 1940, 1944, 1949, 1951; Тюрин, Пономарева, 1940; Пономарева, 1950, 1951, 1955, 1962, 1964; Кононова, 1963; Фридланд, 1955 и др.).

За последние 20 лет вопрос о влиянии органического вещества почв на те или иные минералы или горные породы привлекает к себе большое внимание почвоведов и представителей смежных дисциплин, так как глубокое разложение горных пород, протекающее при процессах выветривания, представляет собой одно из весьма распространенных явлений в зоне гипергенеза.

Для почвоведов же важным является вопрос о взаимодействии гумусовых кислот и почвенных минералов для понимания сущности первичного почвообразовательного процесса и с точки зрения освобождения элементов питания растений в результате химического выветривания почвенных минералов — важного резерва элементов питания растений.

Минеральная часть почвы состоит в основном из алюмосиликатов, многие из которых (слюда, полевые шпаты) содержат до 13—20% калия. Среднее содержание калия в земной коре за счет этого составляет 2,58% (Александров и Зак, 1950).

Таким образом, изучение процессов разрушения алюмосиликатов гумусовыми кислотами приобретает громадное значение в связи с проблемой применения удобрений.

В работе С. М. Манской и Т. В. Дроздовой (1964) гумусовым кислотам придается большое значение в процессах миграции и накопления ряда химических элементов: урана, германия, молибдена, марганца, кобальта, никеля и др.; образования различных бокситовых руд.

Имеющийся экспериментальный материал о влиянии гумусовых кислот на процесс разложения минералов и горных пород не охватывает полностью огромного разнообразия факто-

ров взаимодействия гумусовых кислот и минералов, наблюдающихся в природе.

Работа В. В. Пономаревой и А. И. Рагим-заде (1968), как наиболее полно отражающая процессы взаимодействия гумусовых кислот и минералов, дала общее представление о разлагающей способности фульвокислот и гуминовых кислот в сравнении с водой, лимонной и соляной кислотами, оценку разлагающей способности фульвокислот, находящихся в свободном состоянии и нейтрализованных различными основаниями; показала специфичность действия гуминовых и фульвокислот на минералы в зависимости от химической природы этих кислот; исследовала влияние фактора времени на процесс разложения минералов.

Наши эксперименты по изучению влияния температурного фактора на процесс разложения минералов гумусовыми кислотами позволяют дополнить имеющиеся данные в этом направлении новым материалом\*.

Для исследования были взяты пять минералов: плагиоклаз (Карелия, Чупинское месторождение); биотит (месторождение Черный Салик), нефелин (Челябинская обл., Ильменский заповедник), бентонит (Огланлинское месторождение), каолинит (Еленинское месторождение), т. е. ряд породообразующих и глинистых минералов, характерных для черноземных и красноземных почв, из которых и были выделены гумусовые кислоты.

Плагиоклаз, нефелин, бентонит и каолинит были измельчены последовательно в стальной и агатовой ступках и просеяны через сито с диаметром отверстий в 0,1 мм. Биотит разрезали ножницами, мололи на кофейной мельнице и просеивали через то же сито. Слюда не растирали в ступке, так как это вызвало бы структурные изменения минералов группы слюд, что в свою очередь усилило бы подвижность железа и алюминия по сравнению с калием (Матвеева, Рождественская, 1968).

В качестве гумусовых кислот были использованы фульвокислоты красноземной почвы из Чаквы и гуминовые кислоты черноземной почвы Центрального черноземного заповедника в Курской области.

### **ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ**

Гумусовые кислоты были выделены в свободном состоянии по В. В. Пономаревой (1947, 1964).

Навески почвы по 50 г настаивали с 2%-ным раствором аммиака в течение суток при соотношении почва : растворитель для краснозема 1 : 10, для чернозема 1 : 20 (после декальцирования). Аммиачную вытяжку, представляющую собой смесь

\* Работа выполнена под руководством В. В. Пономаревой.

аммонийных солей гуминовых и фульвокислот, отфильтровали через бумажный фильтр, добавив за 0,5 часа перед фильтрацией коагулятор — углекислый аммоний (для осаждения минеральных коллоидов). Для более полного выделения гумусовых кислот, навески краснозема подвергали вторичной обработке 2%-ным аммиаком при 6-часовом нагревании на водяной бане.

Для удаления свободного аммиака фильтраты выпаривались на водяной бане досуха, сухие остатки растворялись в воде и подвергались очистке от иона аммония при помощи катионита КУ-2 (сополимер стирола с дивинилбензолом, имеющий кислотную группу в виде сульфогруппы —  $\text{SO}_3\text{H}$ ), за счет чего значения рН растворов, полученных из черноземной почвы, снижаются с 8,2 до 3,02, а красноземной — с 7,6 до 2,7.

Для окончательной очистки гумусовых кислот пользовались электродиализом до отрицательной реакции на ион аммония по фенолфталеину в катодной камере.

Очищенные растворы смеси гуминовых и фульвокислот выпаривались досуха на водяной бане и в виде порошка хранились в бюксах. По мере необходимости проводили разделение фульвокислот и гуминовых кислот по методу В. В. Пономаревой и доводили растворы этих кислот до концентрации 0,005 н. титрованием отдельных проб 0,01 н. раствором  $\text{NaOH}$  до рН 7,00.

Полученные 0,005 н. растворы гуминовых кислот чернозема содержали 0,63 г/л углерода и имели рН — 3,02, а растворы фульвокислот краснозема соответственно — 0,33 г/л и 2,70.

Эксперимент был поставлен с целью изучения: 1) влияния температурного фактора на процесс разложения минералов фульвокислотами краснозема и гуминовыми кислотами чернозема, 2) сравнительного действия фульвокислот краснозема и гуминовых кислот чернозема на минералы.

Опыт проводился при значениях температур 5, 20, 40° С (соответствующих возможному диапазону температур в почвах) в течение 15 дней при настаивании 1 г минерала с 250 мл растворителя (для частичной стерилизации в растворы гуминовых и фульвокислот добавляли  $\text{HgJ}_2$ ). При температуре 5° С растворы выдерживались в холодильнике, при 40° С — в термостате (ежедневно по 10 час.).

После снятия опыта все растворы были отцентрифугованы при 6000 оборотах в течение часа. В центрифугате определяли значения рН растворов и минеральный состав, для чего упаривали центрифугат досуха на водяной бане, определяли сухой остаток при 100—105° С. Для удаления органического вещества сухой остаток прокачивали в муфельной печи при 500° С и в прокаленном остатке определяли содержание составных элементов минерала —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ .

$\text{SiO}_2$  определяли осаждением соляной кислотой с желатиной, т. е. весовым методом.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  определяли

трилометрически,  $K_2O$  и  $Na_2O$  — методом пламенной фотометрии.

Содержание окислов в растворе выражалось в мг/л растворителя и в процентах от содержания их в минерале.

Найденные количества минеральных элементов в контрольных растворах гуминовых и фульвокислот вычитали из их содержания в растворах кислот после взаимодействия с минералами.

Исследованные минералы располагаются по степени устойчивости к разложению гумусовыми кислотами в следующем порядке: каолинит — плагиоклаз — биотит — нефелин — бентонит.

Каолинит и плагиоклаз образуют группу устойчивых к разложению минералов, степень разложения которых даже при  $40^\circ C$  оказалась меньше 1% (табл. 1).

Таблица 1

Сравнительное действие растворов фульвокислот на общий выход веществ из минералов при разной температуре

Минерал	Растворитель	5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°
		общая минерализация раствора (мг/л)			% от вещества минерала			рН равновесных растворов		
Плагиоклаз	ФК	26,0	26,5	33,5	0,65	0,66	0,89	2,74	2,72	2,74
Нефелин . . .	ФК	403,5	449,5	538,0	10,09	11,24	13,45	5,08	5,32	5,50
Биотит . . . .	ФК	121,9	129,0	142,5	3,05	3,22	3,55	3,22	3,18	3,18
Бентонит . . .	ФК	445,5	508,4	573,0	11,14	12,07	14,32	3,04	3,04	3,08
Каолинит . . .	ФК	7,50	7,50	8,0	0,19	0,19	0,20	2,72	2,74	2,70
Плагиоклаз	ГК	16,0	17,5	19,5	0,40	0,44	0,49	3,12	3,20	3,14
Нефелин . . .	ГК	441,0	446,5	496,0	11,02	11,16	12,40	6,58	6,62	6,72
Биотит . . . .	ГК	79,3	89,0	112,0	1,98	2,23	2,80	3,50	3,70	3,79
Бентонит . . .	ГК	496,5	526,5	617,0	12,41	13,14	15,42	3,42	3,58	3,62
Каолинит . . .	ГК	0,5	2,0	5,5	0,01	0,05	0,14	2,96	3,10	3,12

\* рН исходных растворов: фульвокислот — 2,70, гуминовых кислот — 3,02.

Биотит, нефелин и бентонит можно отнести к группе легко разлагаемых минералов, причем наиболее устойчивым является биотит, а наиболее разлагающимся — бентонит, о чем говорят данные табл. 1, из которой видно, что максимальная степень разложения биотита при  $40^\circ C$  составляет 3,55% от вещества минерала, а бентонита — 15,42%.

Значения рН растворов гумусовых кислот после их взаимодействия с плагиоклазом и каолинитом почти не изменились в силу малой степени разложения этих минералов.

Увеличение значения рН в системе нефелин — кислота до 5,50 в растворе фульвокислот и 6,72 в растворе гуминовых кислот при  $40^\circ C$  обусловлено выходом в раствор щелочных осно-



ваний, а в растворе гуминовых кислот, видимо, повышенной растворимостью  $Al_2O_3$  (табл. 2).

В системе бентонит — кислота щелочная реакция, создаваемая выходом в раствор  $Na_2O$ ,  $MgO$  и  $CaO$ , видимо, нейтрализуется за счет высокой растворимости  $SiO_2$ , в результате чего наблюдается несоответствие между значением pH раствора после взаимодействия его с минералом и минерализацией раствора.

На степень разложения минералов значительное влияние оказывает температурный фактор, о чем свидетельствуют как увеличение общей минерализации раствора с увеличением температуры, так и выход в раствор отдельных элементов, входящих в состав минералов. В большей степени сказывается влияние температурного фактора в интервале температур 20—40°С, чем в интервале 5—20°С.

Так степень разложения плагиоклаза раствором фульвокислот при 5°С составила 0,65% от взятого минерала, при 20°С — 0,66%, при 40°С — 0,89%, степень разложения легко разлагающегося бентонита составила соответственно 11,14%, 12,07% и 14,32% от взятого минерала. Для растворов гуминовых кислот характерна такая же закономерность.

Зависимость процесса разложения минералов от температуры значительно отклоняется от закона Вант-Гоффа, по которому скорость химических реакций в истинных растворах увеличивается в 2—2,5 раза при увеличении температуры на 10—20°.

Такое отклонение объяснимо, если учесть, что при определенных значениях величин pH и определенных концентрациях растворенного вещества некоторые соединения могут выпадать в осадок, а кроме того, при разложении минералов гумусовыми кислотами образуются органо-минеральные соединения, которые при определенных условиях неустойчивы к осаждению, могут образовывать коллоидно-дисперсные системы, которые осаждаются при центрифугировании растворов.

Нужно учесть еще и тот факт, что температура 40°С поддерживалась не 360 часов, т. е. 15 дней, а только 150 часов, что составило  $\frac{2}{5}$  от всего времени взаимодействия минералов с растворами гумусовых кислот. Этот факт и упомянутые выше физико-химические явления снижают эффективность действия температурного фактора на скорость разложения минералов в растворах гумусовых кислот в замкнутой системе.

Температурный режим значительно влияет на скорость растворимости отдельных элементов, как  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ . Особенно это характерно для легко разлагающихся минералов: нефелина и бентонита в растворе фульвокислот краснозема, бентонита в растворе гуминовой кислоты (табл. 2, 3, 5).

Растворимость  $SiO_2$  значительно повышается с увеличением температуры особенно в кислой среде, что видно на примере

Выход из минералов  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  при разной температуре

Минерал	Растворитель	$\text{SiO}_2$ в растворе (мг/л)				% от содержания в минерале				$\text{Al}_2\text{O}_3$ в растворе (мг/л)				% от содержания в минерале			
		5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°	
		$\text{SiO}_2$ в растворе (мг/л)				% от содержания в минерале				$\text{Al}_2\text{O}_3$ в растворе (мг/л)				% от содержания в минерале			
Плагиоклаз	ФК	5,50	7,0	12,5	0,21	0,26	0,47	4,49	4,49	4,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	
Нефелин	ФК	150,5	167,0	174,0	8,78	9,75	10,16	29,30	31,90	34,62	2,08	2,27	2,47	2,27	2,47	2,47	
Биотит	ФК	22,5	25,0	28,5	1,60	1,78	2,02	12,26	12,26	20,16	1,25	1,25	2,09	1,25	2,09	2,09	
Бентонит	ФК	365,9	426,1	487,0	12,19	14,23	16,28	27,80	27,80	27,80	5,09	5,09	5,09	5,09	5,09	5,09	
Каолинит	ФК	7,0	7,0	7,5	0,38	0,38	0,41	0,66	0,66	0,66	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	
Плагиоклаз	ГК	4,0	5,50	6,50	0,15	0,21	0,25	1,55	1,55	1,55	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	
Нефелин	ГК	122,5	122,5	133,0	7,15	7,12	7,72	78,13	83,07	83,07	5,56	5,91	5,91	5,91	5,91	5,91	
Биотит	ГК	19,5	19,0	25,5	1,38	1,35	1,78	5,28	13,05	13,05	0,53	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	
Бентонит	ГК	412,95	446,3	527,9	13,80	14,99	17,62	36,46	31,28	36,45	6,71	5,89	6,70	5,89	6,70	6,70	
Каолинит	ГК	0,50	2,0	5,50	0,02	0,11	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Выход из минералов  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и отношение  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  в растворах при разной температуре

Минерал	Растворитель	содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3$ в растворе				% от содержания в минерале				Молекулярные отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в растворах						
		5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°			
		содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3$ в растворе				% от содержания в минерале				в растворах						
Плагиоклаз	ФК	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нефелин	ФК	24,38	26,44	27,81	2,67	2,89	3,04	2,07	2,07	2,63	2,63	2,63	2,63	2,63	2,63	4,72
Биотит	ФК	4,50	6,44	7,05	8,68	12,48	13,64	22,41	22,41	3,46	3,46	3,46	3,46	3,46	3,46	8,5
Бентонит	ФК	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Каолинит	ФК	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	ГК	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нефелин	ГК	19,64	22,09	27,81	2,15	2,41	3,04	2,07	2,07	2,49	2,49	2,49	2,49	2,49	2,49	2,71
Биотит	ГК	4,05	5,01	6,36	7,83	9,69	12,32	19,27	19,27	6,28	6,28	6,28	6,28	6,28	6,28	3,34
Бентонит	ГК	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Каолинит	ГК	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

нефелина и бентонита в растворе гуминовой кислоты. Так, в системе нефелин — гуминовая кислота содержание  $\text{SiO}_2$  увеличивается от 122,5 мг/л при 5°С до 133,0 мг/л при 40°С при значениях рН соответственно 6,58 и 6,72.

В кислой среде, характерной для системы бентонит — гуминовая кислота, со значением величины рН 3,42 и 3,62 содержание  $\text{SiO}_2$  в растворе увеличивается от 413 мг/л до 528 мг/л при тех же значениях температур.

Таким образом, сочетание таких факторов, как высокие температуры и кислая среда, способствует увеличению растворимости  $\text{SiO}_2$ .

Выход в раствор кислот калия и натрия из минералов (табл. 5) увеличивается с изменением температуры особенно в интервале 20—40°С как в кислой среде, характерной для раствора бентонита (рН 3,04—3,62), так и в слабокислой, почти нейтральной среде (рН 5,08—6,72), в системе нефелин — кислоты.

Растворимость натрия превышает растворимость калия в системе нефелин — фульвокислоты в 1,8, 2 и 1,5 раза соответственно температурам 5, 20 и 40°С, а в системе нефелин — гуминовые кислоты в 1,7, 1,8, 1,6 раза.

Такое поведение натрия в сравнении с калием объяснимо с точки зрения энергии гидратации ионов, которая для иона натрия составляет 115,2 ккал, а для иона калия 92,2 ккал (Лебедев, 1957). Величина энергии гидратации иона определяет способность иона закрепляться в кристаллической решетке минералов. Чем больше эта величина, тем больше стремление иона гидратироваться, т. е. перейти в раствор, и тем меньше способность иона удержаться в кристаллической решетке.

Сравнивая поведение гуминовых кислот чернозема и фульвокислот краснозема можно отметить большую агрессивность фульвокислот в сравнении с гуминовыми кислотами.

Фульвокислоты ведут себя как более активные растворители в отношении всех элементов, входящих в состав минералов, кроме алюминия, в системах нефелин — гуминовые кислоты и бентонит — гуминовые кислоты (табл. 2—5).

Растворяющая способность гуминовых кислот чернозема в отношении алюминия, нефелина и бентонита выше способности фульвокислот краснозема, что указывает на большую подвижность алюминия в растворе гуминовой кислоты за счет образования комплексных алюмо-гуминовых соединений более устойчивых к осаждению, чем подобные соединения, образующиеся при взаимодействии  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и фульвокислот краснозема.

Резко противоположно проявляет себя гуминовая кислота чернозема, как растворитель, в отношении кальция. Растворимость кальция в системе плагиоклаз — фульвокислоты краснозема выше растворимости кальция в системе плагиоклаз — гуминовые кислоты чернозема при 5, 20 и 40°С соответственно в

Выход из минералов СаО и MgO при разной температуре

Минерал	Растворитель		% от содержания в минерале				содержание СаО в растворе (мг/л)				% от содержания в минерале			
	5°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°
Плагиоклаз	ФК	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	ФК	19,80	20,43	5,87	5,87	6,06	15,64	15,10	16,21	17,69	17,16	18,55	18,55	18,55
	ФК	14,13	16,53	13,22	13,70	15,46	10,62	11,74	11,14	26,03	28,77	27,30	27,30	27,30
Плагноклаз	ГК	—	—	—	—	—	10,40	10,58	11,51	11,81	12,0	13,7	13,7	13,7
	ГК	18,76	19,80	5,57	5,49	5,87	6,60	7,04	7,60	16,17	17,25	18,60	18,60	18,60
	ГК	13,92	16,56	13,03	13,15	15,50	—	—	—	—	—	—	—	—

Выход из минералов К<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O при разной температуре

Минерал	Растворитель		% от содержания в минерале				содержание Na <sub>2</sub> O в растворе (мг/л)				% от содержания в минерале			
	5°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°	5°	20°	40°
Нефелин	ФК	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	ФК	36,5	54,0	16,51	17,17	28,95	187,0	212,5	275,0	30,26	34,38	44,36	44,36	44,36
	ФК	41,5	45,0	13,36	14,65	14,53	22,6	22,1	23,35	34,25	33,33	35,33	35,33	35,33
Бентонит	ГК	—	—	—	—	—	199,0	202,0	227,0	32,19	32,65	36,73	36,73	36,73
	ГК	40,50	53,0	18,30	17,85	22,15	—	—	—	—	—	—	—	—
	ГК	16,0	25,5	5,25	5,25	8,37	19,55	19,70	21,10	29,57	29,99	31,51	31,51	31,51

1,5, 1,4, 1,5 раза, в системе бентонит — кислоты в тех же условиях в 1,6, 1,6, 1,4 раза (табл. 4). Ограниченная подвижность кальция в системах минерал — гуминовые кислоты вызвана образованием труднорастворимых соединений — гуматов кальция, что является характерной особенностью гуминовых кислот. Эта же закономерность наблюдалась в работе Рагим-заде (1968).

В отношении магния взятые для опыта кислоты ведут себя почти одинаково. Гуминовые кислоты растворяют магний лишь незначительно меньше, чем фульвокислоты.

Растворимость магния меньше растворимости кальция в системе бентонит — кислоты, что нельзя связать с различной величиной энергии гидратации этих ионов, как в случае калия и натрия. Очевидно, играет роль различное местоположение магния и кальция в кристаллической решетке бентонита.

Молекулярные отношения  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  в растворах фульвокислот после реакции с минералами значительно выше, чем в самих минералах, что указывает на большую подвижность  $\text{SiO}_2$  в сравнении с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Особенно это характерно для растворов таких минералов, как нефелин, бентонит, каолинит. В растворе гуминовой кислоты и нефелина в отличие от фульвокислот это отношение близко к отношению в минерале, что указывает на большую подвижность алюминия, и как бы способствует расшатыванию кристаллической решетки нефелина и более полному его разложению. Так, отношение  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  в минерале 2,07, в системе нефелин — гуминовые кислоты 2,68; 2,49; 2,71.

## ВЫВОДЫ

1. Каолинит и плагиоклаз образуют группу устойчивых к разложению минералов. Биотит, нефелин и бентонит относятся к группе легко разлагающихся минералов растворами фульвокислот краснозема и гуминовых кислот чернозема, причем биотит является более устойчивым к разложению, а бентонит — наиболее разлагающимся.

2. Температурные условия оказывают существенное влияние на скорость разложения минералов в растворах гуминовых кислот чернозема и фульвокислот краснозема.

Так как процесс разложения минералов в растворе гумусовых кислот сопровождается образованием органо-минеральных соединений, легко коагулирующих из растворов, и закреплением продуктов реакций на поверхности минеральных частиц, то эффективность действия температурного фактора на скорость разложения минералов в растворах гумусовых кислот снижается.

3. Повышение температуры от 5 до 40°С способствует увеличению выхода в раствор из минералов кремнезема, железа и щелочных металлов. Кислая реакция среды также увеличивает растворимость кремнезема легко разлагающихся минералов.

4. Растворимость натрия в растворах гумусовых кислот выше растворимости калия при всех значениях температур, что связано с различием в значениях величин энергии гидратации ионов.

5. Фульвокислоты красноземов обнаруживают более агрессивные свойства в растворении всех элементов, входящих в состав минералов, кроме глинозема нефелина и бентонита в сравнении с гуминовыми кислотами чернозема. Очевидно, фульвокислоты краснозема образуют с кремнеземом, железом, щелочными и щелочно-земельными элементами более растворимые, устойчивые к осаждению органо-минеральные соединения, чем гуминовые кислоты чернозема. Агрессивность гуминовых кислот проявляется по отношению к глинозему нефелина и бентонита, что указывает на образование более подвижных алюмо-гуматных соединений в сравнении с алюмо-фульватными соединениями.

В системе биотит-гуминовые кислоты более низкая подвижность алюминия объясняется присутствием железа, изоморфно замещающего алюминий в октаэдрических слоях кристаллической решетки.

6. Молекулярные отношения кремнезема и глинозема в растворах фульвокислот указывают на преобладающую подвижность кремнезема в сравнении с глиноземом, а в растворах гуминовых кислот подвижность глинозема увеличивается.

7. В природных условиях агрессивность фульвокислот красноземов должна быть еще выше в сравнении с агрессивностью гуминовых кислот чернозема, так как степень диссоциации растворов фульвокислот может увеличиться с разбавлением растворов до 30% и более (Пономарева, 1950). По данным П. Косовича (1906) в зоне красноземных почв выпадает осадков в 4 раза больше, чем в зоне развития подзолистых почв.

Видимо, диссоциация растворов фульвокислот красноземов значительно превышает не только диссоциацию растворов гуминовых кислот черноземных почв, но и диссоциацию растворов фульвокислот подзолистых почв, что безусловно усиливает реакционную способность фульвокислот красноземов, способствуя быстрому процессу разложения минералов и горных пород в зоне красноземных почв.

### Литература

Александров В. Г. и Зак Г. А. Бактерии, разрушающие алюмосиликаты. «Микробиология», т. 19, вып. 2, 1950.

Кононова М. М. Проблемы почвенного гумуса и современные задачи его изучения. Изд. АН СССР, М., 1963.

Лебедев В. И. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочноземельных элементов в зоне гипергенеза. «Геохимия», № 6, 1957.

Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. Изд. «Наука», М., 1964.

Матвеева Л. А., Рождественская З. С. Влияние времени воздействия органических кислот на разложение минералов. Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. Изд. «Наука», М., 1968.

Пономарева В. В. О методах выделения и химической природе фульвокислот. «Почвоведение», № 12, 1947.

Пономарева В. В. Новые данные к познанию подзолообразовательного процесса. Вестник ЛГУ, № 7, 1950.

Пономарева В. В. К познанию гумусово-иллювиального подзолообразовательного процесса. Ученые записки ЛГУ, серия биологическая, в. 27, № 140, 1951.

Пономарева В. В. О роли гумусовых веществ в процессах почвообразования. Проблемы почвоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.

Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. Изд. «Наука», М.-Л., 1964.

Пономарева В. В., Рагим-заде А. И. Сравнительное изучение фульвокислот и гуминовых кислот как агентов разложения силикатных минералов. «Почвоведение», № 3, 1969.

Рагим-заде А. И. Сравнительное изучение гумусовых и некоторых других кислот как агентов разложения силикатных минералов. Автореферат диссертации, Л., 1968.

Соколова Е. И. Экспериментальные исследования по разложению минерального вещества гумусовыми кислотами (по литературным данным). Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. Изд. «Наука», М., 1968.

Тюрин И. В. Органическое вещество почвы. Сельхозгиз, М.—Л., 1937.

Тюрин И. В. Работы по изучению состава гумуса в почвах СССР. Проблемы советского почвоведения. Изд. АН СССР, сб. XI, М.—Л., 1940.

Тюрин И. В. К изучению процесса подзолообразования. «Почвоведение», № 10, 1944.

Тюрин И. В. Географические закономерности гумусообразования. Тр. юбилейной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения В. В. Докучаева. Изд. АН СССР, М.—Л., 1949.

Тюрин И. В. К методике анализа для изучения почвенного перегноя. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева. Изд. АН СССР, т. 38, М., 1951.

Тюрин И. В., Пономарева В. В. Материалы по изучению гумуса лесных почв. Тр. Лесотехнической академии, вып. 56, 1940.

Фридланд В. М. О роли выветривания в создании почвенного профиля и о разделении почвенной массы. «Почвоведение», № 12, 1955.

Т. В. АРИСТОВСКАЯ, А. Ю. ДАРАГАН,  
Т. С. ЗВЕРЕВА

## РОЛЬ МИКРООРГАНИЗМОВ В ПРЕВРАЩЕНИИ МИНЕРАЛОВ

Разрушение и трансформация минералов почвообразующей породы представляет собой существенную часть почвообразования и совершаются не только на первых стадиях превращения породы в почву, но и на протяжении всего дальнейшего развития и существования почвы. Одним из ведущих факторов этого сложного процесса, в значительной степени определяющего свойства почвы и ее плодородие, является жизнедеятельность микроорганизмов.

Воздействие микроорганизмов на минералы может быть, по-видимому, как прямым, так и косвенным. Примером прямого воздействия может служить, в частности, окисление серы и железа, входящих в состав пирита, некоторыми представителями родов *Thiobacillus* и *Ferrobacillus*, использующими реакцию окисления указанных элементов в качестве источника энергии. Эта реакция имеет ферментативную природу и происходит при непосредственном соприкосновении бактериальной клетки с минералом (Margalith P. Silver, Marvin, Lundgren D. G., 1966; Silverman Melvin P., 1967). В настоящее время в ряде стран проводятся интенсивные исследования физиологии и биохимии упомянутых бактерий с целью их практического использования в горнорудной промышленности для выщелачивания сульфидных руд и извлечения из них ценных химических элементов — железа, меди, урана (Камалов, Крейнс, Илялетдинов, 1969; Ватанабе Ацуми, Устида Такоси, Феруя Сусуму, 1968; Mac Gregor, 1969 и др.).

Разрушение кристаллических решеток минералов при прямом воздействии микроорганизмов может происходить не только ферментативным путем, но и под воздействием слизи бактерий и водорослей (Виноградов и Бойченко, 1942; Tesić, Thodogovic, 1952; Claus, Witmann, Rippel-Baldes, 1958). При соприкосновении слизи с поверхностью минерала происходит взаимодействие между определенными химическими группами слизи и элементами, входящими в состав минерала, в результате чего последний разрушается.

Косвенное воздействие микроорганизмов обусловлено выделением ими в окружающую среду различных растворимых про-



дуктов их обмена веществ, являющихся сильными химическими реагентами. Это могут быть минеральные (серная, азотная) и органические кислоты, биогенные щелочи и соединения, способные к образованию комплексов с некоторыми химическими элементами.

Под влиянием таких реагентов происходит полное или частичное разрушение минерала, а также преобразование его в другой минерал.

Исследования немецких авторов (Wagner, Schwartz, 1967) и наши предыдущие исследования (Аристовская, Дараган, Зыкина и Кутузова, 1969) показали, что при разрушении алюмосиликатов микроорганизмами содержащиеся в них элементы переходят в раствор не пропорционально их содержанию в исходном минерале, а в первую очередь выщелачиваются щелочные элементы, затем щелочно-земельные и в последнюю очередь приобретают подвижность  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ . В результате этого количественные соотношения между элементами в разлагающемся минерале с течением времени изменяются, а следовательно, изменяется и его химический состав.

Для иллюстрации приводим таблицу, заимствованную из нашей цитированной выше работы и иллюстрирующую соотношения между химическими элементами в исходном нефелине и в растворе, содержащем продукты разрушения этого минерала (см. табл. I).

Таблица I

Соотношения между элементами в исходном нефелине и растворимых продуктах его разрушения

Анализируемый материал	$SiO_2$	$Na_2O$	$K_2O$
Исходный нефелин . . . . .	1	0,3	0,1
Продукты разрушения нефелина культурой <i>Penicillium notatum</i> в течение:			
10 дней . . . . .	1	0,6	0,2
20 дней . . . . .	1	0,8	0,5
30 дней . . . . .	1	1,1	0,8
Продукты разрушения нефелина культурой <i>Pseudomonas</i> sp. в течение:			
10 дней . . . . .	1	0,5	0,2
20 дней . . . . .	1	0,4	0,2
30 дней . . . . .	1	0,5	0,3

Интенсивность разрушения минерала зависит не только от его химической устойчивости, но и от физиологических свойств разлагающих его микроорганизмов. В частности, алюмосиликаты разлагаются наиболее интенсивно под влиянием продуктов жизнедеятельности микроорганизмов кислотообразователей, а кварц — под влиянием микроорганизмов, образующих

продукты щелочной природы (Аристовская и Кутузова, 1968).

Некоторые из микробных метаболитов обладают способностью проникать в межпакетные пространства минералов и вызывать расширение их кристаллических решеток. В лаборатории Центрального музея почвоведения это было показано Ю. А. Худяковой и Т. Н. Ефремовой в опытах с поглощением специфического метаболита почвенного актиномицета — стрептомицина монтмориллонитом.

Большую роль в разрушении минералов играют микроорганизмы, вызывающие изменения валентности некоторых химических элементов (обладающих переменной валентностью). Известно, что с изменением валентности железа и марганца изменяется степень их подвижности. Нашими предыдущими исследованиями (1969) было установлено, что под влиянием микроорганизмов, способных редуцировать трехвалентное железо, происходит разрушение минералов, содержащих этот элемент в окисном состоянии.

Накопленные данные позволяют заключить, что в природе не существует минералов, абсолютно устойчивых к воздействию микроорганизмов и их метаболитов. Даже такой прочный минерал, как кварц, постепенно разрушается под воздействием продуктов обмена некоторых грибов и бактерий.

Микроорганизмы обуславливают не только разрушение, но и образование минералов, хотя эта сторона их геологической деятельности пока еще продолжает оставаться крайне слабо изученной. Известно, что при одновременном развитии сульфат-редуцирующих бактерий и микроорганизмов, редуцирующих окисное железо, образуется сероводород и закисные соли железа.

В результате взаимодействия этих метаболитов двух разных групп бактерий происходит образование сульфида железа, который выпадает из раствора в осадок. Дальнейшая кристаллизация этого осадка приводит к его превращению в пирит (Войткевич, Хайретдинов, Гриненко, Прохоров, 1968).

Н. Н. Ляликова и Л. Б. Шлаин (1969) изучали процесс окисления антимонита культурой *Thiobacillus ferrooxidans* и обнаружили, что под влиянием этих бактерий происходит превращение изучавшегося минерала в другой минерал. Данные рентгеновского, спектрального и оптического изучения новообразованного минерала позволили идентифицировать его, как сенармонит.

Длительные опыты с превращением ряда железосодержащих минералов, начатые нами в связи с изучением микробиологии глеевого процесса, показали, что под влиянием жизнедеятельности некоторых бактерий происходит значительный выход железа из минералов и связывание его с продуктами превращения органического вещества в железоорганические комплексы (Аристовская, Дараган, Зыкина, Кутузова, 1969). Это

давало основание предполагать наличие изменений в кристаллических решетках изучавшихся минералов. Для проверки данного предположения четыре железосодержащих минерала — гетит, лимонит, марказит и оливин подвергались длительному воздействию накопительной культуры бактерий, выделенных из почвы и способных восстанавливать окисное железо. Культура выращивалась на видоизмененной среде А Бромфильда (Bromfield, 1954), из состава которой был исключен мел, гидроокись железа была заменена соответствующим растертым минералом, а сахара — глюкозой.

Контрольные колбы содержали ту же среду, но незасеянную бактериями.

Используемые минералы имели следующие характеристики. Исходный образец оливина представлял собой смесь форстерита (магневого оливина) и серпентинового минерала (вероятно, антигорита), причем последний количественно преобладал. Лимонит содержал большое количество кварца, степень кристалличности которого была выше таковой лимонита. Образцы гетита и марказита содержали значительные количества кальцита.

Перечисленные минералы подвергались воздействию микроорганизмов в течение 1 года, 1,5 и 2 лет. По прошествии этих сроков осадки растертых минералов отделялись от культуральной жидкости, а контрольные образцы от стерильной среды того же состава, промывались и подвергались рентгеноструктурному анализу.

Дифрактограммы снимались на рентгеновском аппарате Дрон-1 при излучении  $Cu-K\alpha$  и следующих условиях: режим работы трубки от  $21kV/8mA$  до  $35kV/12mA$ ; режим работы гониометра — диафрагма  $1 \times 0,5 \times 0,25$  мм; режим дифференциальный — ширина окна 20, начальный порог дискриминации 12, усиление 0,9, постоянная времени 10—20, диапазон  $200$   $\mu m/сек$ , скорость 2 и  $4^\circ$  в минуту.

Рентгеноструктурному анализу отдельно подвергались отфильтрованный осадок минерала, находящийся в центре фильтра, и мелкозернистая фракция, находящаяся на его стенках.

Полученные результаты показали, что по прошествии 1 года и полутора лет никаких существенных изменений в свойствах изучавшихся минералов не произошло. После же двухлетнего воздействия микроорганизмов (см. табл. 2) удалось обнаружить значительные изменения почти во всех исследованных объектах.

Исключение составляет только оливин, который за истекший срок практически не изменился. Незначительному разложению подвергся находящийся в препарате оливина в виде примеси серпентиновый минерал.

Наиболее сильные изменения были констатированы в лимоните. Для иллюстрации приводим соответствующие дифракто-

граммы (рис. 1). Как видно из прилагаемых данных, сильно уменьшается степень кристалличности этого минерала (отражение — 4,18; 2,43; 2,27; 1,67 Å и др.), причем его окристаллизованные формы обнаруживаются лишь в виде следов. Одновременно обнаруживается изменение сопутствующего лимониту кварца (отражение — 4,20; 3,34; 1,80; 1,53; 1,36 Å) и появление новооб-

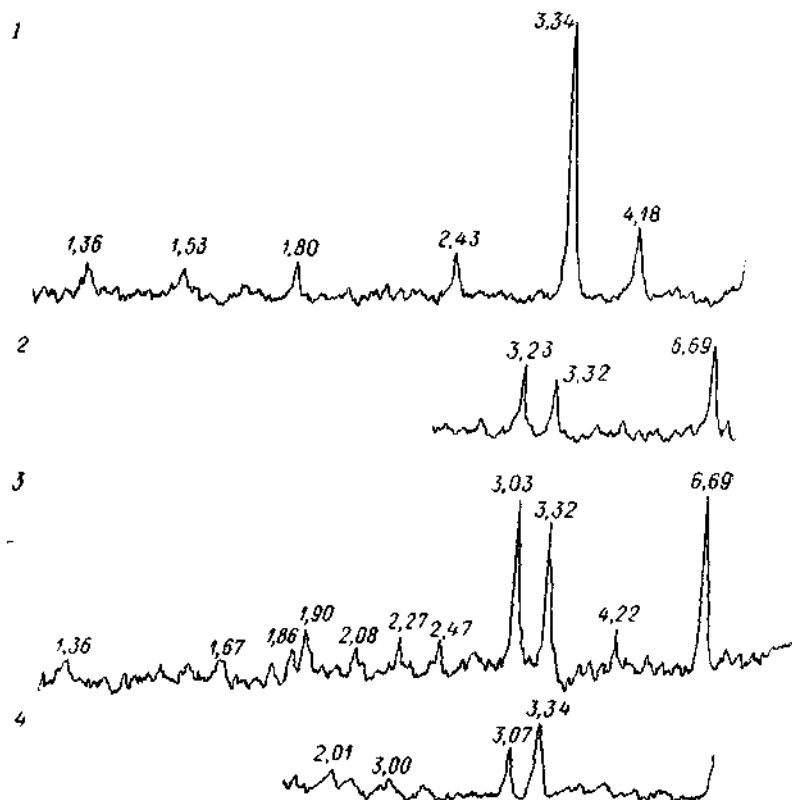


Рис. 1. Дифрактограммы лимонита.

Кривая 1 (контроль) — лимонит, не подвергавшийся воздействию микроорганизмов (режим работы трубки 21KV/8 mA); кривая 2 (опыт) — лимонит — образец из центра фильтра (21KV/8 mA); кривая 3 — тот же образец, что и на кривой 2 (30KV/8 mA); кривая 4 (опыт) — лимонит — образец на фильтре (21KV/8 mA).

разованного минерала — фэрчайлдита (отражение — 6,69; 3,11 Å), имеющего формулу —  $K_2CO_3, CaCO_3$ .

Новообразованный минерал присутствует в небольшом количестве и в образце преобладает рентгеноаморфная фаза. Образование фэрчайлдита с разложением лимонита непосредственно не связано, а обусловлено превращением микроорганиз-

мами имеющихся в питательной среде минеральных и органических веществ — калия, кальция и глюкозы. Калий вносился в питательную среду в виде его фосфорнокислой соли, соли кальция специально не добавлялись, но находились в виде примеси в препарате лимонита, глюкоза добавлялась в качестве источника углеродного питания для бактерий.

Таблица 2

**Характеристика изменений в составе и свойствах исходных препаратов минералов, подвергавшихся воздействию микроорганизмов**

Препарат минерала	Изменения, обнаруженные в минеральных остатках	
	в центре фильтра	в мелкозернистой фракции на стенках фильтра
Оливин	Изменений не обнаружено	Нарушение количественных соотношений форстерита и серпентинового минерала, увеличение относительного содержания форстерита
Лимонит	Вместо двух обнаруживаются три кристаллические фазы, среди которых преобладает новообразованный фэрчайлдит, количество кварца уменьшается, лимонит обнаруживается в виде следов	Степень кристалличности значительно уменьшается, уменьшается относительное содержание кварца, лимонит плохо окристаллизован и обнаруживается только в виде следов, появляется небольшое количество новообразованного фэрчайлдита
Гетит	Разрушение гетита и относительное накопление кальция, новообразование фэрчайлдита	Уменьшение фона на дифрактограммах
Марказит	Разрушение марказита, относительное накопление кальция, новообразование фэрчайлдита, уменьшение степени кристалличности препарата в целом	Разрушение марказита, относительное накопление кальция

Вследствие, очевидно, более интенсивного использования бактериями фосфора, чем калия, освобождающийся ион калия реагировал с углекислотой, образующейся в результате сбраживания глюкозы бактериями, и накапливался в среде. О характере возможных превращений кальция судить трудно, поскольку мы не знаем в какой форме он присутствовал в препарате лимонита.

Несомненно только одно, что в процессе жизнедеятельности бактерий происходило образование карбонатов калия и кальция, которые с течением времени приобретали кристаллическую структуру и превращались в фэрчайлдит.

Гетит и марказит также подвергались разрушению под влиянием микроорганизмов, но в меньшей степени, чем лимонит.

В результате разложения этих минералов происходило относительное накопление кальцита, который, видимо, в этих условиях не разрушается (а может быть даже образуется).

Так же как и в опытах с лимонитом, в вариантах с гетитом и марказитом было констатировано появление новообразованного фэрчайлдита. Интенсивности отражений фэрчайлдита и гетита на дифрактограммах оказались приблизительно одинаковыми.

## ВЫВОДЫ

1. Роль микроорганизмов в превращении минералов велика и многообразна. Физиологический механизм их минералоразрушающего действия может быть различным: одни виды разрушают минерал с помощью ферментов, другие — слизи, третьи — косвенным путем с помощью образования минеральных или органических кислот, биогенных щелочей или продуктов обмена, способных к образованию комплексных соединений с элементами, входящими в состав кристаллических решеток минералов.

2. Жизнедеятельность микроорганизмов является не только фактором разрушения, но также и образования минералов. В опытах с гетитом, марказитом и лимонитом показано разрушение этих минералов под влиянием микроорганизмов, восстанавливающих окисное железо, и новообразование фэрчайлдита за счет превращений, имеющихся в питательной среде солей, и источника углеродного питания — глюкозы.

## Литература

Аристовская Т. В. и Кутузова Р. С. О микробиологических факторах мобилизации кремния из труднорастворимых природных соединений. «Почвоведение», № 12, 1968.

Аристовская Т. В., Дараган А. Ю., Зыкина Л. В., Кутузова Р. С. Микробиологические факторы миграции некоторых минеральных элементов в почвах. «Почвоведение», № 9, 1969.

Виноградов А. П., Бойченко Е. А. Разрушение каолина диатомовыми водорослями. ДАН СССР, т. 37, в. 4, 1942.

Войткевич Г. В., Хайретдинов И. А., Гриненко В. А., Прохоров В. Г., Чемутова В. И. О роли микроорганизмов в процессе окисления пирротина (на примере месторождения Медвежьего, Восточный Саян). Геолог. Рудн. месторожден. 10, № 1, 1968.

Камалов М. Р., Крейнс Р. З., Илялетдинов А. Н. Бактериальное выщелачивание меди из забалансовых руд Коунрадского месторождения. «Микробиология», т. 33, в. 3, 1969.

Ляликова Н. Н., Шлаин Л. Б. Образование сенармонита под действием бактерий. ДАН СССР, т. 184, в. 6, 1969.

Ватанабе Ацуми, Утида Такэси, Фуруя Сусуму. Изучение бактерий, выщелачивающих сульфидные руды. Свойства *Ferrobacillus ferrooxidans*.

dans *Thiobacillus thiooxidans*, *Thiobacillus ferrooxidans* (1968). Цитировано по реферативному журналу 10Б, 509, 1969.

Bromfield S. M. The reduction of iron oxide by bacteria. *J. soil Sc.* v. 5, N 1, 1954.

Claus D., H. Wittmann, A. Rippel-Baldes. Untersuchungen über Zusammensetzung von Bakterien Schleimen und deren Lösungsfähigkeit gegenüber Schwärzlichen anorganische Verbindungen. *Arch. Mikrobiol.* B. 29, H. 2, 1958.

Mac Gregor R. A. The bacterial leaching of uranium. *Nucl. Applic.* v. 6, N 1, 1969.

Melvin P. Silverman. Mechanism of bacterial pyrite oxidation. *J. Bact.* v. 94, N 4, 1967.

Margalith P., Silver Marvin, Lundgren D. G. Sulfur oxidation by the iron bacterium *Ferrobacillus ferrooxidans*. *J. Bact.* v. 92, N 6, 1966.

Tesić C., M. Thodorović. Contribution a l'étude des «bactéries silicatés». *Soil a. Plant* (Belgrad), N 1, 1952.

Wagner M., W. Schwartz. Geomikrobiologische Untersuchungen. VIII. Über das Verhalten von Bakterien auf der Oberfläche von Gesteinen und Mineralien und ihre Rolle bei der Verwitterung. *Z. Allg. Mikrobiol.* B. 7, H. 1, 1967.

Ю. А. ХУДЯКОВА, Т. Н. ЕФРЕМОВА,  
Т. С. ЗВЕРЕВА

## ОБРАЗОВАНИЕ СОЕДИНЕНИЙ МИКРОБНЫХ МЕТАБОЛИТОВ С ГЛИНИСТЫМИ МИНЕРАЛАМИ ПОЧВЫ И УСВОЕНИЕ ПОГЛОЩЕННЫХ МЕТАБОЛИТОВ РАСТЕНИЯМИ

Взаимодействие почвенных минералов с микрофлорой почвы, — как непосредственно с клетками микроорганизмов, так и с продуктами их обмена, — вызывает в последнее время большой интерес исследователей.

Глинистые минералы, широко представлены в различных почвах. Они обладают относительно однородной поверхностью, характеризуются, в зависимости от свойств минерала, различной ионнообменной способностью и очень высокой сорбцией.

Известно, что от минералогического состава илистой фракции зависит емкость обмена почвы и, следовательно, ее важнейшие свойства. Илистая фракция почв играет большую роль в распределении, развитии и активности почвенных микроорганизмов.

В последнее время при изучении явлений адсорбции микроорганизмов и их метаболитов почвами были установлены новые интересные закономерности (Звягинцев, 1969). Плотность заселения почвенных частиц клетками микроорганизмов в первом приближении прямо пропорциональна величине поверхности этих частиц. Бактерии адсорбируются как на крупных, так и на мельчайших частицах почвы. В зависимости от конкретных условий, активность бактерий в адсорбированном состоянии может даже увеличиваться (Звягинцев). Адсорбируются также многие специфические продукты жизнедеятельности микроорганизмов (Soulides et al., 1962, Худякова и Зуева, 1961, Худякова, 1963, Звягинцев и Великанов, 1968, Звягинцев, 1969) и в ряде случаев метаболиты оказываются при этом даже более доступными для адсорбированных клеток микроорганизмов.

В настоящее время изучение взаимодействия микроорганизмов и их метаболитов с глинистыми минералами приобрело разностороннее практическое значение.

Ряд работ посвящается в последние годы влиянию глинистых минералов (монтмориллонитовых и др.) на образование биомассы и продуктов обмена различными микроорганизмами. Добавление этих минералов в среду при искусственном куль-



тивировании микроорганизмов, особенно в условиях усиленной аэрации и в начальные фазы роста микробов, вызывает повышение потребления элементов питания и количества образующейся биомассы, повышение экономического коэффициента, то есть отношения биомассы к потребленному субстрату (Haider, Filip и. Martin, 1970). Обнаружено, что количество бактерий возрастает в 3—6 раз при добавлении бентонита в песчаные и почвенные культуры микроорганизмов (Copp и. Copp, 1941, Filip, 1967). В присутствии бентонита и монтмориллонита повышается потребление глюкозы и фиксация азота *Az. chroococcum*. Глинистые минералы при соответствующих условиях опыта положительно влияют на рост грибов, образующих фенолы и гуматы и повышают выход соответствующих продуктов обмена (Filip и. Haider, 1970). Чехол из глинистых коллоидных частиц вокруг клеток бактерий (*Rhizobium*) значительно меняет их отношение к факторам окружающей среды: высушиванию, повышению температуры, действию рентгеновских лучей и т. д. (Marshall, 1968).

Наблюдаемое влияние глинистых минералов пытаются объяснить как прямым действием адсорбции веществ поверхностью минералов, приводящем как бы к непрерывному умножению источников энергии, так и положительным влиянием их на величину pH окружающей среды в результате обменных свойств катионов. Определенное положительное действие может оказывать сорбция глинистыми минералами ингибирующих рост веществ (Haider et al., 1970, Vagner, 1970). Основным фактором, вызывающим стимуляцию дыхания у *Agrobacterium radiobacter* при внесении глиноземных минералов в субстрат является их способность к катионному обмену и поддержанию pH на уровне, пригодном для роста бактерий (Stotzky, 1967).

Представляют интерес сведения о большом значении явления адсорбции веществ минералами, применяемыми в качестве корнеобитаемой среды при гидропонном выращивании растений. При длительном взаимодействии эпифитных и ризосферных микроорганизмов и продуктов их жизнедеятельности с минеральными субстратами наблюдаются изменения физико-химических свойств последних. Минеральные субстраты могут подщелачивать или подкислять растворы в зависимости от химического состава минералов. Вермикулит сорбирует  $P_2O_5$ ,  $SO_4^{11}$ ,  $K^+$  и  $Ca^{2+}$  и десорбирует Mg независимо от времени его использования в агрегатопонике (Ермаков, 1964). Сдвиги, которые происходят в составе и свойствах минералов в процессе выращивания растений, должны учитываться на практике (Ермаков и Медведева, 1968).

В вегетационных опытах бентонит, вносимый в кислую почву с сидератом (люпином), увеличивал общее количество микроорганизмов в почве, существенно повышал интенсивность про-

цессов аммонификации и нитрификации (Kobus, Strzelcowa 1967).

Так как среди продуктов жизнедеятельности почвенных микроорганизмов многие соединения являются физиологически активными веществами, чрезвычайно большой интерес представляет присутствие в почве, длительность сохранения и возможность поступления физиологически активных соединений в вышние растения. В условиях опыта поступление физиологически активных метаболитов из почвы в растение является в то же время важнейшим доказательством их присутствия в почве.

В настоящее время уже является общепризнанным, что в почвах в естественных условиях действительно продуцируются, а в определенных условиях и накапливаются различные микробные метаболиты: токсины, стимуляторы роста, антибиотические вещества.

О том, что в почвах при соответствующих условиях обнаруживаются токсические вещества, угнетающие рост и развитие растений и микроорганизмов, было известно давно. Еще в 1911 г. Грей-Смит (Greig-Smith, 1911) показал наличие в почве токсических веществ, которые задерживают рост *Bact. prodigiosum*. При промывании водой почва лишалась этих свойств, но потом вновь восстанавливала свою токсичность. В многочисленных исследованиях явлений почвоутомления сообщалось о токсическом действии почвенных вытяжек на рост и развитие растений и некоторых микроорганизмов (Brian, 1949, Рейнер и Нелсон-Джонс, 1949 и др.). А. В. Рыбалкина (1938) исследовала токсичность различных почв в отношении азотобактера и других бактерий.

В настоящее время экспериментально доказано, что одной из основных причин почвоутомления является накопление в почвах токсинов микробного происхождения (Мирчинк, 1957, Красильников, 1958, Мирчинк, 1963, 1970).

Н. А. Красильников (1954) обнаружил образование различных антибиотических веществ культурами актиномицетов-антагонистов, внесенных в условиях лабораторного опыта в различные почвы. Опыты проводились в стерильных и нестерильных условиях, в используемые почвы вносились дополнительные энергетические вещества. В подзоле и сероземе антибиотики образовали 3 культуры актиномицетов из 5, а в черноземе и красноземе в двух случаях были обнаружены следы антибиотиков. Кореняко, Артамонова, Летунова (1955) обнаружили образование антибиотических веществ актиномицетами-антагонистами в различных типах почв, но многие культуры актиномицетов для образования антибиотиков в почве нуждались в дополнительных источниках питания.

Гиббереллин и гиббереллиноподобные вещества также могут продуцироваться соответствующими культурами микроорганизмов непосредственно в почве (Красильников, 1963, Худякова,

1963), накапливаться в ней и сохраняться более или менее длительное время.

Образуемые микробами в почве биологически активные вещества (антибиотики, обладающие высокой специфичностью действия, различные токсины, сильно действующие стимуляторы роста — гиббереллины и подобные им вещества) — поглощаются почвами и дальнейшая их судьба зависит как от свойств поглощаемого вещества, так и от свойств поглотителя.

Судьба антибиотических веществ в почвах изучалась целым рядом исследователей (Gottlieb a. Siminoff, 1952; Martin a. Gottlieb, 1952; Gottlieb, Siminoff a. Martin, 1952; Jefferis, 1952; Martin a. Gottlieb, 1955; Худякова и Зуева, 1961). Были исследованы возможности количественного определения ряда антибиотиков, а также прочность закрепления этих веществ почвами и некоторыми глинистыми минералами (Pinck, Holton a. Allison, 1961; Soulides, Pinck, Allison, 1961; Pinck, Soulides, a. Allison, 1961; Pinck, Soulides a. Allison, 1962; Худякова, 1963; Soulides, 1964).

Исследованию поведения микробных метаболитов в почвах, их превращениям, длительности сохранения в активном состоянии, адсорбции их почвами и поступлению некоторых метаболитов в растения было посвящено несколько наших работ (Худякова, Зуева, 1961; Худякова, Зуева, 1961; Худякова, 1963; Худякова, 1964).

В настоящей работе изложены некоторые результаты исследований по вопросам образования комплексных соединений антибиотика-стрептомицина с глинистыми минералами, а также поступления стимуляторов роста микробного происхождения в высшие растения. Нами было установлено активное поглощение почвами стрептомицина, длительное сохранение его в почвах в активном состоянии и большая роль минеральной части почвы в поглощении и закреплении этого антибиотика.

Для выяснения прочности закрепления в почве антибиотика стрептомицина, возможности образования комплексных соединений стрептомицина с глинистыми минералами нами были использованы 4 вида глинистых минералов, полученные из Всесоюзного геолого-разведочного института и Почвенного института им. В. В. Докучаева: 1) монтмориллонит (асканит, Грузия), 2) каолинит (Мариупольское месторождение), 3) иллит (гидрослюда + каолинит, Часовъярское месторождение), 4) вермикулит (Ковдорское месторождение). Минералы подвергались механическому измельчению и путем просеивания через почвенное сито для анализа отбиралась фракция менее 0,25 мм.

Монтмориллонит 3-слойный алюмосиликат, в его решетке на два тетраэдрических кремнекислородных слоя приходится один алюмокислородно-гидроксильный октаэдрический слой (Горбунов, 1963). Важное свойство монтмориллонита — его

способность к набуханию. Монтмориллонитовые глины содержат большое количество илистых и коллоидных частиц.

Минералы каолиновой группы являются 2-слойными алюмосиликатами, их элементарные ячейки состоят из одного слоя кремнекислородных тетраэдров и одного слоя алюмо-кислородно-гидроксильных октаэдров. Каолинит имеет низкую емкость поглощения, это минерал с неразбухающей решеткой.

Гидрослюды, к группе которых принадлежит иллит, относятся как и монтмориллонит, к 3-слойным минералам. Однако у гидрослюд верхние структурные слои сближены, что препятствует проникновению воды в межпакетные пространства, у них, благодаря этому, почти отсутствует способность к разбуханию. В иллите преобладают соединения кремния и алюминия. В подзолистых почвах гидрослюды часто преобладают над другими глинистыми минералами.

Кристаллическая решетка вермикулита подобно монтмориллониту состоит из 3-слойных пакетов. Элементарная ячейка вермикулита сходна с ячейкой биотита, но несколько больше последней, ввиду замещения калия на магний и железо. Этот минерал является триоктаэдрическим, с разбухающей решеткой, но встречается также диоктаэдрический вермикулит (Горбунов, 1963).

Используемый в нашей работе антибиотик — стрептомицин представляет собой гидроксильрованное основание (стрептидин), связанное глюкозидной связью с азотсодержащим дисахаридом (стрептодизамином). Антибиотическое действие стрептомицина исчезает после окисления его альдегидной группы в карбоксильную. Для контроля использовался стрептомицин, полученный из Контрольного института антибиотиков им. Тарасевича (Москва). Для насыщения антибиотиком навеска минерала в 500 мг заливалась 5 мл раствора стрептомицина (500 ед. антибиотика на 1 г минерала) и центрифугировалась.

Определение активности антибиотического вещества проводилось диффузионным методом, основанным на способности антибиотиков диффундировать в агар и вызывать появление зон отсутствия роста тест-организма. Применяли специальную питательную среду Хоттингера (модификация Ленинградского института антибиотиков), тест-организм *Vac. tyucoides* НВ<sub>2</sub> (стандартная взвесь спор). Измерялся размер зон отсутствия роста в миллиметрах. С целью выяснения прочности связи между минералом и антибиотиком, глинистые минералы после взаимодействия с раствором стрептомицина соответствующей концентрации подвергались отмыванию фосфатным буфером (рН 6). Центрифугирование проводилось в течение 5 минут при скорости 8000 об/мин. Затем центрифугат испытывался на активность стрептомицина. Наличие активного стрептомицина в минералах устанавливалось путем раскладывания испытывае-

мого вещества комочками на поверхность агаризованной среды Хоттингера, засеянной сплошным газоном тест-организма.

Методом рентгеноструктурного анализа мы изучали образцы минералов каолинита, монтмориллонита и иллита, а также полученных нами комплексов этих минералов со стрептомицином.

В начале работа выполнялась на установке для рентгеноструктурного анализа УРС55А. В дальнейшем мы производили рентгеноструктурный анализ наших образцов на дифрактометре «Дрон-1». Для получения рентгенограмм готовились ориентированные агрегаты, фракции минералов < 0,25 мм высушивались при комнатной температуре.

Было проверено поглощение имевшегося в нашем распоряжении стрептомицина почвой. Для сравнения интенсивности сорбции стрептомицина (антибиотика со свойствами основания) был взят также амфотерный антибиотик ауреомицин (тетрациклин), продуцент которого *Act. aureofaciens* выделен из почв Миссури. В воздушно-сухие образцы различных генетических горизонтов дерново-сильнопodzольистой слабо окультуренной почвы вносились водные растворы стрептомицина и ауреомицина из расчета 2000 ед. на 1 г почвы и после центрифугирования устанавливалась активность раствора. По разности с исходным титром определялось количество антибиотика, поглощенного почвой (табл. 1).

Таблица 1

Поглощение антибиотиков различными горизонтами дерново-сильнопodzольистой почвы (пашня)  
(Внесено 2000 ед. на 1 г почвы)

Горизонт	Глубина (см)	Поглощено антибиотика 1 г почвы в единицах	
		стрептомицин	ауреомицин
A <sub>1</sub>	0—10	700	450
A <sub>2</sub>	10—40	300	400
A/B	40—50	1500	—
B <sub>1</sub>	50—95	2000	1100
B <sub>2</sub>	95—150	2000	850

Как видно из таблицы, стрептомицин поглощается почвой значительно интенсивнее, чем ауреомицин. Различные генетические горизонты дерново-сильнопodzольистой почвы сорбируют существенно различные количества стрептомицина. Наибольшее количество стрептомицина (а также ауреомицина) поглощали иллювиальные горизонты B<sub>1</sub> и B<sub>2</sub>. Эти горизонты дерново-сильнопodzольистой почвы поглощали в три раза больше антибиотика, чем верхний горизонт A<sub>1</sub>, содержащий наибольшее по профилю данной почвы количество органического вещества.

Далее был проведен характер взаимодействия минералов со стрептомицином (табл. 2). Этот антибиотик жадно поглощался монтмориллонитом, вермикулитом, монотермитом, каолинитом и доза внесения стрептомицина была увеличена до 4000 ед. на 1 г минерала. Представленные данные характеризуют активную сорбцию антибиотика минералами.

Таблица 2

Поглощение стрептомицина глинистыми минералами  
(Внесено по 4000 ед. на 1 г минерала)

Минерал	Поглощено 1 г минерала в единицах		
Монтмориллонит . . . . .	3800	3600	3800
Вермикулит . . . . .	2800	3200	2900
Монотермит . . . . .	2200	2500	2600
Каолинит . . . . .	2000	2200	2200

Нами проводилось насыщение минералов стрептомицином как путем пропускания раствора антибиотика через колонку испытуемого минерала, так и центрифугированием антибиотика с минералом, согласно описанной выше методике. Через 30 дней после насыщения минералы были проверены на наличие в них антибиотика. Качественная проба (табл. 3) показала наличие бактерицидной активности у насыщенных стрептомицином вермикулита и иллита. Мы многократно проверяли прочность удержания стрептомицина минералами, что в известной мере, может характеризоваться легкостью отмывания антибиотика водой или буферными растворами.

Таблица 3

Наличие антибиотика в минералах через месяц после насыщения \*

	Насыщение антибиотиком на колонке				Насыщение антибиотиком при центрифугировании			
	монт- морил- лонит	моно- термит	верми- кулит	каоли- нит	монт- морил- лонит	моно- термит	верми- кулит	каоли- нит
Качественная проба по действию на <i>Bac. mycoides</i> . . .	—	—	+	+	—	—	—	+

\* + наличие стерильных зон на газоне, — отсутствие стерильных зон на газоне.

Приводим данные (табл. 4) о количестве отмываний фосфатным буфером в центрифуге, которое потребовалось для уда-

Таблица 4

**Прочность удержания антибиотика некоторыми  
глинными минералами**

Минерал	Число отмываний фосфатным буфером	Средний размер зон отсутствия роста тест-организма после отмываний (в мм)	
		вокруг комочков	в вариантах с центрифугатом
Вермикулит . . . . .	3	13	—
Монотермит . . . . .	5	15,5	—
Каолинит . . . . .	20	11	—
„ . . . . .	20	11	—

ления незакрепленного прочно минералом стрептомицина. Центрифугат не содержал антибиотика уже после трех отмываний насыщенного стрептомицином вермикулита, пяти отмываний монотермита. Для удаления незакрепленного антибиотика из двух образцов каолинита потребовалось провести 20 отмываний фосфатным буфером. Комочки минералов во всех случаях давали отчетливые стерильные зоны на газоне *Bac. tyrocidoides*.

Таблица 5

**Последовательное отмывание «комплексов» глиняных минералов  
со стрептомицином**

Вариант опыта	Раствор стандарта стрептомицина, активность 0,5 ед/мл	Активность центрифугатов при последовательных отмываниях					
		3	5	15	20	23	25
Каолинит + стрептомицин	$34,3 \pm 0,7$	$24,0 \pm 1,2$	$23,3 \pm 1,0$	$12,0 \pm 0,6$	$10,0 \pm 0,6$	$8,0 \pm 0,6$	0
Иллит + стрептомицин	$34,5 \pm 0,3$	$20,0 \pm 0,0$	$16,3 \pm 0,3$	$9,3 \pm 0,3$	$7,1 \pm 0,4$	0	—
Монтмориллонит + стрептомицин	$34,0 \pm 0,0$	$14,0 \pm 0,8$	—	$11,0 \pm 0,6$	$8,1 \pm 0,5$	0	—

В табл. 5 приведены данные о последовательном отмывании комплексов каолинит + стрептомицин, монтмориллонит + стрептомицин, и иллит + стрептомицин. В процессе отмывания проводились определения активности центрифугатов и качественные пробы на наличие активного стрептомицина в минерале. Прочные комплексы были получены после 25-го промы-

вания каолинита и после 23 промываний монтмориллонита и иллита. Качественная проба на наличие стрептомицина в минерале по окончании отмывания была положительная. Как видно из таблицы, размеры зон, образуемых центрифугатами на газоне тест-организма с каждым последующим отмыванием последовательно уменьшались. Стойкость полученных комплексов не одинакова: монтмориллонит и иллит в наших опытах относительно более прочно удерживали поглощенный стрептомицин. Каолинит закрепляет антибиотик слабее.

В табл. 6 приведены средние размеры зон отсутствия роста *Vac. tyucoides* по ходу образования тремя минералами комплексов со стрептомицином. Сравниваются зоны, даваемые стандартным раствором стрептомицина, центрифугатами после взаимодействия антибиотика с минералами, активность центрифугатов после первого и последнего отмываний и величина зон вокруг комочков минералов после насыщения и после отмывания их фосфатным буфером.

Таблица 6

Антибиотическая активность стрептомицина и минералов при образовании «комплексов»

Минерал	Варианты	Зоны отсутствия роста <i>Vac. tyucoides</i> (мм)		Наличие зон вокруг комочков	
		стандарт стрептомицина, активность 0,5 ед/мл	стрептомицин после взаимодействия с минералом	исходного минерала	комплексов
Монтмориллонит . . . . .		34,3 ± 0,7	22,3 ± 0,3	—	+
Иллит . . . . .		34,0 ± 0,0	21,0 ± 0,87	—	+
Каолинит . . . . .		34,0 ± 0,0	25,5 ± 0,33	—	+

Нами были испытаны антагонистические свойства полученных комплексов, центрифугатов сразу после взаимодействия растворов антибиотика с минералами и буферного раствора после окончания отмывания комплексов. Были взяты 8 бактерий, один актиномицет и два вида дрожжей. По отношению к ряду бактериальных тестов (*Vac. tyucoides*, *Vac. mesentericus*, *Vac. megatherium*, *Vac. subtilis*, *Escherichia coli*) комплексы глинистых минералов со стрептомицином (особенно иллит + стрептомицин) проявляли четкое антибиотическое действие. Следовательно, в комплексе сохраняется основное специфическое свойство стрептомицина. Раствор стрептомицина, активно подавлявший рост всех культур спектра, после взаимодействия с иллитом и монтмориллонитом сильно снижал свою активность. Каолинит слабее закрепляет стрептомицин и центрифугат в данном случае подавлял рост почти всех культур спектра.



Последние промывные воды всех комплексов были неактивны ко всем культурам спектра.

При рентгеноструктурном анализе на рентгенограммах была получена дифракционная картина от кристаллической решетки минералов и комплексов испытуемых минералов с антибиотиком. На рентгенограмме исходного образца монтмориллонита получены следующие основные отражения 13,4 Å, 5,92 Å, 4,34 Å (табл. 7). Комплекс монтмориллонит + стрептомицин дает основные отражения в областях 14,6 Å, 5,90 Å, 4,52 Å. Расширение первого отражения при насыщении минерала стрептомицином от 13,4 Å в исходном образце до 14,6 Å можно объяснить тем, что при образовании комплексов минералов с антибиотическим веществом, антибиотик замещает воду в межпакетных пространствах минерала. По данным Пинка с соавт. (Pinc et al., 1961) величина мономолекулярного слоя стрептомицина 4,6 Å. Дегидратированная решетка монтмориллонита имеет отражение в области 9,8—10 Å. При замещении воды в межпакетном пространстве монтмориллонита стрептомицином, кристаллическая решетка минерала должна дать на рентгенограмме отражение в области 14,6 Å, что мы и наблюдали в наших опытах. Эти данные соответствуют результатам, полученным Пинком с соавторами (1961).

Таблица 7

Межплоскостные расстояния в ангстремах для  
глиняных минералов и их «комплексов»  
со стрептомицином

Монтмориллонит	Монтмориллонит + стрептомицин	Иллит	Иллит + стрептомицин	Каолинит	Каолинит + стрептомицин
13,4—11,8	14,6—11,0	10,2	9,8	—	9,92
5,92	5,90	7,1	7,16	7,17	7,01
4,43	4,52	4,94	4,97	—	4,81
3,43	3,71	3,94	4,16	4,25	4,20
3,12	3,23	3,34	3,55	3,96	3,85
2,61	2,64	—	3,27	3,56	3,54
—	—	—	2,54	2,75	2,71
—	—	—	2,39	2,47	2,46
—	—	1,97	1,98	2,30	2,30

Характер рентгенограмм исходного и опытного образцов иллита сходен. Отражение в области 7,1 Å указывает на примесь каолинитового минерала в образце иллита. Иллит не фиксирует стрептомицин в межпакетном пространстве, так как в этом положении у него находятся ионы калия, которые удерживают решетку в сжатом состоянии. На рентгенограмме не-

Таблица 8

Влияние гиббереллина, внесенного в различные типы почв, на длину проростков пшеницы (доза гиббереллина 0,05 мг/г почвы)

Почва	Высота стебля (см)		
	контроль (почва без гиббереллина)	почва + гиббереллин	прирост стебля
Дерново-подзолистая:			
A <sub>1</sub> . . . . .	14,7	22,0	7,3
A <sub>2</sub> . . . . .	3,0	14,7	11,7
B <sub>1</sub> . . . . .	3,9	14,8	10,9
Чернозем . . . . .	9,3	12,3	3,0
Красноцветная . . . . .	3,8	9,5	5,7

ходного образца каолинита имеются отражения в области 7,1 Å, 4,2 Å, 3,5 Å типичные для этого минерала. При насыщении каолинита стрептомицином появляется отражение в области 10 Å, что объясняется, очевидно, наличием небольшой примеси галлуазита. Галлуазит, вероятно, частично фиксирует стрептомицин, в результате чего появляется отражение в области 10 Å. Браендли и Камер (1956) указывают на возможность разбухания галлуазита до такой величины при поглощении им некоторых органических веществ. Можно допустить, что именно это обстоятельство послужило причиной получения нами стойких комплексов каолинит + стрептомицин, что не совпадает с некоторыми литературными данными о насыщении этого минерала антибиотиками.

На установке «Дрон-1» получены следующие результаты.

**Каолинит—контроль.** Характер дифрактограммы типичен для каолинита (отражения 7,1, 3,54, 2,37, 1,78 Å). Широкое отражение в области 3,55 и больше (4,0—3,54 Å) указывает на несовершенство кристаллической решетки минерала. Заметных количеств кристаллических примесей, кроме небольшого количества кварца не обнаружено (рис. 1).

**Каолинит—опыт.** Характер дифрактограммы указывает на большую степень упорядоченности структуры минерала, чем в предыдущем случае. Это может быть вызвано неоднородностью взятого материала, или быть результатом процедур, которым подвергался минерал при насыщении антибиотиком, в остальном различий с контрольным вариантом нет (рис. 2).

**Монтмориллонит—контроль.** Отражение (001) образцов, снятых в разное время колеблется от 11,8 до 13,6 Å.

Последующие порядки этой серии (в случае 13,6 Å (001), 4,56 (003), 3,26 (004), 2,57 (005) и др.) говорят о не вполне совершенной структуре минерала. В качестве примеси присутствует каолинит (рис. 3).

Монтмориллонит — опыт. При введении стрептомицина наблюдается изменение отражения (001) до 15 Å. Отра-

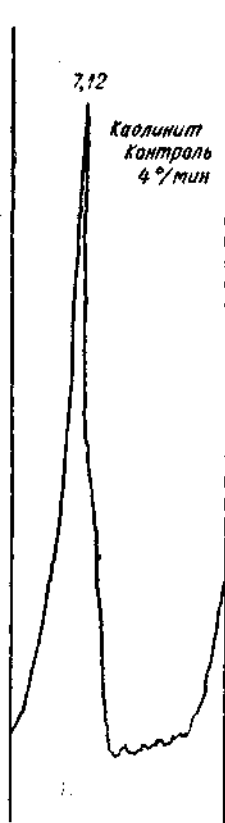


Рис. 1. Рентгенограмма каолинита.

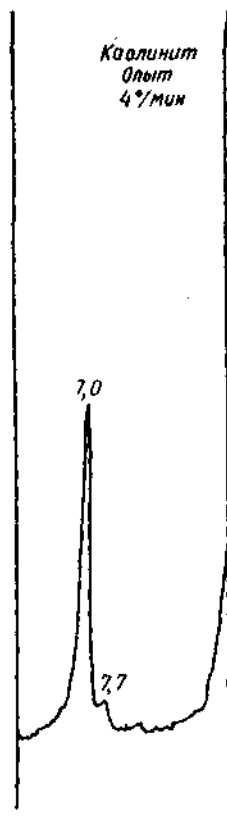


Рис. 2. Рентгенограмма каолинита, насыщенного стрептомицином.

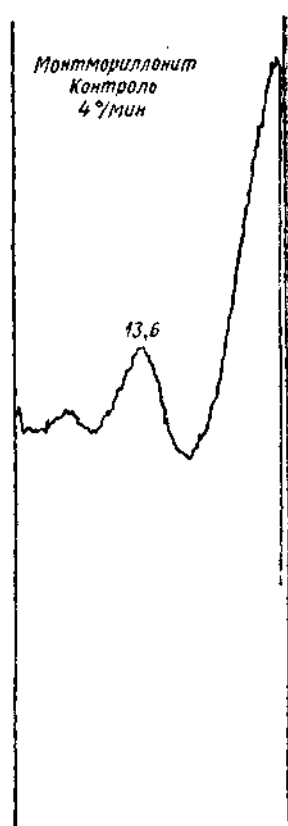


Рис. 3. Рентгенограмма монтмориллонита.

жения последующих порядков становятся значительно слабее (рис. 4).

Иллит — контроль. Образец представляет собой смесь диоктаэдрической гидрослюда и каолиновых минералов (каолинита и метагаллуазита) (рис. 5).

Иллит—опыт. При введении стрептомицина наблюдается изменение отражения (001) метагаллуазита от 7,6 Å до 7,9 Å, характер иллитовых рефлексов не изменяется (рис. 6).

Как было сказано выше, большой интерес представляет усвоение различных физиологически активных веществ корневой

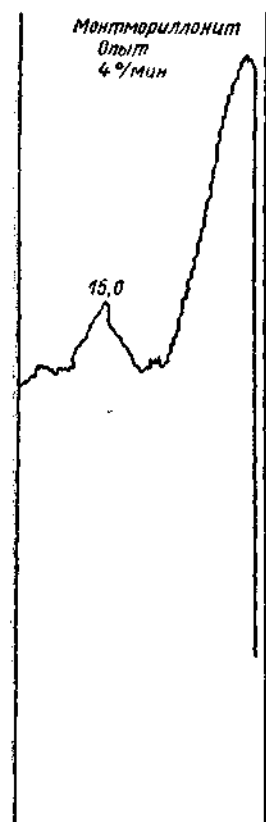


Рис. 4. Рентгенограмма монтмориллонита, насыщенного стрептомицином.

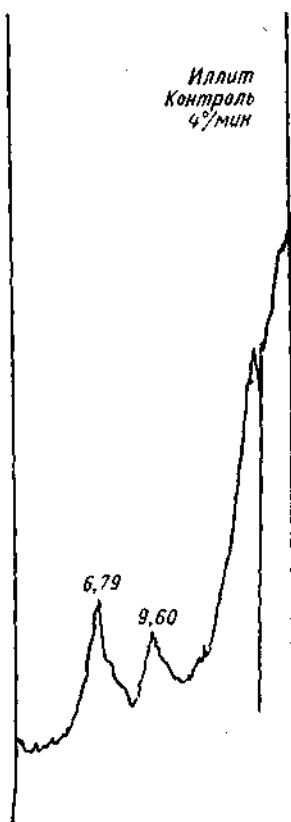


Рис. 5. Рентгенограмма иллита.

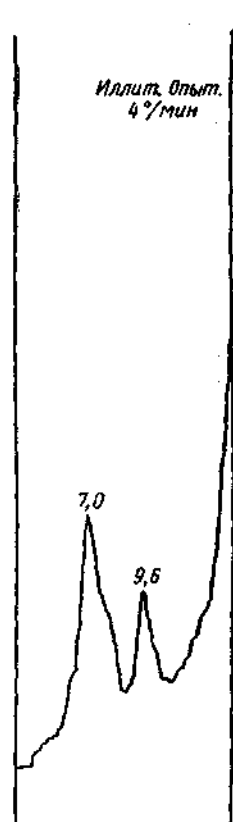


Рис. 6. Рентгенограмма иллита, насыщенного стрептомицином.

системой растений непосредственно из почвы и присутствие их в различных органах растения. Красильников (1951), Мирзабеян (1955), Красильников, Кучаева (1955) показали поступление антибиотических веществ в растение и наличие их в различных тканях и органах растений в активном состоянии. Как правило гиббереллин и другие микробные стимуляторы роста высших растений применяются путем замочки семян в раство-

рах активного вещества или путем опрыскивания растений. В наших работах мы показали, что гиббереллины могут усваиваться корневой системой растений непосредственно из почвы. Почвами гиббереллины и гиббереллиноподобные вещества адсорбируются и частично инактивируются. Адсорбированный гиббереллин может сохраняться в почве в активном состоянии до 20 суток и даже более. Растения могут десорбировать гиббереллин, усваивать его, транспортировать по различным органам и частично выделять через корни в окружающую среду.

Мы вносили гиббереллин в почву в виде раствора различной концентрации. Навеску почвы встряхивали с раствором гиббереллина в течение 5 минут, а затем центрифугировали 10 минут при 2500 об/мин. Количество гиббереллина в растворе после взаимодействия его с почвой определяли хроматографически (с пересчетом площади пятен свечения в проходящем ультрафиолетовом свете на количество гиббереллина по стандартной кривой). При внесении чистого препарата гиббереллина в различные почвы мы обнаружили неодинаковую сорбцию ими этого вещества. Различные генетические горизонты дерново-сильнопodzольной почвы также поглощали из раствора разное количество гиббереллина.

В наших опытах гиббереллин, внесенный в различные типы почв, существенно стимулировал выращенные на них растения. В табл. 8 приводятся данные об увеличении длины стеблей пшеницы под влиянием десорбированного корневой системой гиббереллина.

Различные почвы инактивируют и удерживают гиббереллин неодинаково. В почвенных вытяжках гиббереллин может быть определен методом бумажной хроматографии. Хроматографическое определение гиббереллина и гиббереллиноподобных веществ хорошо разработано и широко применяется в практике. Однако это определение очень затруднено в почвенных вытяжках и в вытяжках из растительных тканей, где возникает множество помех из-за присутствия различных сложных органических веществ. Тем не менее выращенные на вырезках из непроявленных параллельных хроматограмм растения гороха карликового сорта «Пионер» показывали типичную для гиббереллина картину вытягивания стеблей гороха. Нами было показано образование гиббереллина продуцентом *Fusarium* sp. белым непосредственно в почве. Этот продуцент гиббереллина, внесенный в почву и в жидкие питательные смеси стимулировал рост ряда растений в лабораторных и в вегетационных опытах.

*Fusarium* sp. белый выращивался в течение 7 суток на среде Ролен-Тома с добавлением смеси микроэлементов. Затем культуральная жидкость центрифугировалась при 3000 об/мин в течение 15 минут. В надосадочной жидкости методом бумажной хроматографии и методом биопробы определялось наличие гиббереллина. В наших опытах на хроматограммах культуральной

жидкости гиббереллиноподобные пятна находились на уровне стандартного раствора гиббереллина (1:10 мг/мл) и по форме пятна и интенсивности свечения от стандарта не отличались. Растения гороха, выращенные на вырезках пятен из этих хроматограмм, почти в пять раз превышали контрольные, выращенные на чистой фильтровальной бумаге, смоченной водой: средняя длина проростков была равна 43,7 см, против 9,9 см в контроле.

При выращивании растений на сильно унавоженной парниковой почве внесение культуральной жидкости *Fusarium* sp. белого стимулировало в наших опытах рост гороха даже сильнее, чем внесение в почву чистого препарата гиббереллина (табл. 9). Вес одного растения в этом случае также увеличивался по сравнению с контролем. Наличие гиббереллина в различных частях и органах растений, стимулированных продуцентом гиббереллина *Fusarium* sp. определялось методом бумажной хроматографии. Пятна наиболее интенсивного свечения немного выше стандарта были получены на хроматограммах из водных вытяжек третьего междоузлия стимулированных растений гороха. В стеблях выше третьего междоузлия гиббереллиноподобные вещества также были обнаружены, но свечение пятен на хроматограммах в этом случае было очень слабым. Нам не удавалось получить отчетливых пятен гиббереллиноподобного свечения в водных вытяжках из листьев. Обнаружению их мешают темнозеленые пятна хлорофилла.

Опыты, проведенные с культурой гриба продуцента гиббереллина *Fusarium* sp. показывают, что продукт жизнедеятельности этого микроорганизма существенно влияет на растение при поступлении в него через корневую систему. Следует отметить, что водная вытяжка из стимулированных продуцентом гиббереллина растений гороха карликового отчетливо стимулирует развитие проростков гороха и, следовательно, гиббереллин, продуцируемый грибом, может находиться в активном состоянии в тканях ассимилировавшего этот метаболит растения.

Следует особо подчеркнуть возможность усвоения растениями гиббереллина из адсорбированного почвой состояния. Так горох карликовый в наших опытах усваивал через корневую систему гиббереллин в том случае, когда почва после внесения в нее препарата гиббереллина (в дозе 0,01 мг на 1 г почвы) подвергалась промыванию до полного отсутствия гиббереллина в промывных водах (проверка методом бумажной хроматографии).

Гиббереллины — очень неустойчивы (Адамец, 1963). В кислой или щелочной среде они быстро разрушаются, теряя свои биологические свойства. Разрушение их нативной химической структуры происходит даже при длительном хранении их водных растворов. В этой связи интересны факты сохранения

Стимуляция роста гороха карликового культуральной жидкостью

№ п.п.	Варианты опыта	Средняя длина стеблей (см)	№ п.п.	Варианты опыта	Средняя длина стеблей (см)	Средний вес стеблей (?)
1	Питательная смесь Кнопа	12,1	1	Почва . . . . .	10,6	0,87
2	Питательная смесь Кнопа + среда Ролен-Тома . .	8,6	2	Почва + среда Ролен-Тома	11,6	1,08
3	Питательная смесь Кнопа + культ. жидк. . . . .	31,3	3	Почва + культ. жидк. . . . .	49,5	1,36
4	Питательная смесь Кнопа + гиббереллин 0,1 мг/мл	43,0	4	Почва + гиббереллин 1:1 мг/мл . . . . .	32,9	1,14

адсорбированного почвами гиббереллина в активном состоянии. По-видимому, образуемый почвенными микроорганизмами гиббереллин может в определенных условиях служить сильным и длительным фактором почвенного питания растений.

## ВЫВОДЫ

1. Изучалось взаимодействие физиологически активных веществ — микробных метаболитов (антибиотика-стрептомицина и гиббереллиноподобных веществ) с почвами и с почвенными глинистыми минералами.

2. Монтмориллонит и ряд других глинистых минералов обладают способностью активно поглощать стрептомицин и прочно удерживать его. Насыщенные стрептомицином минералы обладают антагонистическими свойствами.

3. Рентгеноструктурный анализ минералов насыщенных антибиотиком в ряде случаев показывает фиксацию стрептомицина в межпакетных пространствах.

4. Адсорбированный почвами гиббереллин может сохраняться в них в активном состоянии и усваиваться высшими растениями.

## Литература

- Адамец А. Химическая структура гиббереллинов и их производных. «Гиббереллины и их действие на растения». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Ермаков Е. И. Выращивание растений на керамзите. Вестник сельскохозяйственной науки, № 8, 1964.
- Ермаков Е. И., Медведева И. В. Взаимодействие питательных растворов с искусственными корнеобитаемыми средами. «Светофизиология растений». Сб. трудов АФИ, вып. 5, 1968.

Звягинцев Д. Г. Адсорбция микроорганизмов почвами и ее влияние на их активность. В сб. «Микроорганизмы в сельском хозяйстве». Труды I-ой межвузовской конференции. Изд. МГУ, М., 1963.

Звягинцев Д. Г. Влияние диспергирования почвы и десорбции микроорганизмов на их количественный учет чашечным методом. «Почвоведение», № 7, 1966.

Звягинцев Д. Г. Адсорбция почвами микроорганизмов и ее влияние на их жизнедеятельность. Автореферат докторской диссертации. Изд. МГУ, 1969.

Звягинцев Д. Г., Великанов Л. Л. Влияние адсорбции ферментов на почвенных частицах и минералах на их активность. Сб. докладов симпозиума по ферментам почвы. АН БССР, Минск, 1968.

Коренько А. И., Артамонова, О. И., Летунова С. В. Образование и сохранение антибиотических веществ актиномицетов в почве. «Микробиология», т. 24, в. 5, 1955.

Красильников Н. А. Усвоение корнями растений продуктов жизнедеятельности микробов. Доклады АН СССР, т. 29, № 5, 1951.

Красильников Н. А. Образование и накопление антибиотических веществ в почве. Доклады АН СССР, № 5, 1954.

Красильников Н. А. Микроорганизмы почвы и высшие растения. Изд. АН СССР, М., 1958.

Красильников Н. А. Почвенные микроорганизмы-продуценты гиббереллинов и гиббереллиноподобных веществ. «Гиббереллины и их действие на растения». Изд. АН СССР, М., 1963.

Красильников Н. А., Кучаева А. Г. Всасывание и распространение антибиотиков в растениях при внекорневом введении их. Доклады АН СССР, т. 95, 1955.

Мирзабекян Р. О. Микробы-антагонисты и их антибиотические вещества в борьбе с фитопатогенными микробами. Изв. АН СССР, серия биологическая, № 6, 1955.

Мирчинк Т. Г. О грибах, обуславливающих токсичность дерново-подзолистой почвы. «Микробиология», т. 26, в. 1, 1957.

Мирчинк Т. Г. Распространение грибов-токсикообразователей в некоторых типах почв и образование токсинов в естественных условиях. В сб. «Микроорганизмы в сельском хозяйстве». Изд. МГУ, 1963.

Мирчинк Т. Г. Токсины почвенных и фитопатогенных грибов. «Сельскохозяйственная биология», т. V, № 5, 1970.

Райнер М. В., Нелсон-Джонс. Роль микориз в питании деревьев. Изд. ИЛ, М., 1949.

Рыбалкина А. В. О токсических веществах в почвах и их действии на почвенные бактерии. «Микробиология», т. 7, в. 8, 1938.

Худякова Ю. А. Взаимодействие некоторых микробных метаболитов с почвами. В сб. «Микроорганизмы в сельском хозяйстве». Тр. I-ой межвузовской конференции. Изд. МГУ, М., 1963.

Худякова Ю. А. Образование некоторыми почвенными микроорганизмами гиббереллинов и гиббереллиноподобных веществ и активность их в стимулированных растениях. Тезисы Всесоюзного совещания по микробным стимуляторам высших растений. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

Худякова Ю. А., Зуева И. Н. О поглощения и активности гиббереллина в почвах. Тр. ин-та микробиологии АН СССР, в. XI, М., 1961.

Худякова Ю. А., Зуева И. Н. Поглощение почвами антибиотических веществ. Тр. I-ой Всес. конф. по изучению и применению антибиотиков в растениеводстве. Ереван, 1961.

Худякова Ю. А., Зуева И. Н. Активность гиббереллина в почве и в тканях растений. «Гиббереллины и их действие на растения». Изд. АН СССР, М., 1963.

Brian P. W. The production of antibiotics by microorganisms in relation to biological equilibria in soil. Soil exp. Biol. Symposium, No 3. 1949.

Conn H. J., J. F. Conn Synthetic soil as a bacteriological culture medium; Soil Sci. 52. 1941.



Filip Z. Effect of small additions of bentonite on the development of some groups of soil microorganisms in liquid culture. *Folia microbiologica* (Praha), 12, 1967a.

Filip Z. Die Beeinflussung einiger Gruppen von Bodenmicroorganismen durch kleine Zugabe von Bentonit in der Sandkultur. *Sborn. VSZ v Praze*. A. 1967b.

Filip Z. The development of microorganisms and the production of humic substances in sand culture with different bentonite contents. *Trans. Internat. Sympos. «Humus et Planta» IV, Prague, sept. 1967, Praha: UVTI. 1967c.*

Filip Z., K. Haider. Influence of montmorillonite on the growth and humic acid formation by *Epicoccum nigrum*. 8th Ann. Meet. of the Czech. Microbiol. Soc., *Folia Microbiol.* (Praha, in press) 1970.

Gottlieb D. a. P. Siminoff. The production and role of antibiotics in the soil. *«Phytopathol.»* v. 42, No 2. 1952.

Gottlieb D., P. Siminoff a. M. Martin. The production and role of antibiotics in soil IV, *Phytopathol.* v. 42, 1952.

Greig-Smith R. The bacteriotoxins and the agricultural properties of soil. *Zbt. f. Bacter.* II, B. 30. 1911.

Haider K., Z. Filip., J. P. Martin. Influence of montmorillonite on the formation of biomass and metabolic products by some microorganisms. *Arch. f. Mikrobiol.* B. 73, H. 3. 1970.

Jefferis E. G. The stability of antibiotics in soils. *J. Gen. Microb.* v. 7, 3—4. 1952.

Kobus J., A. Strzelcowa. Wplyn mineralow clastycznych na aktywnosc biologizna i zyznosc gleb lennich. *Cz. III Roczn Gleboznawcze* 18, N 1. 1967.

Marshall K. C. Interaction between colloidal montmorillonite and cells of *Rhizobium* sp. with different ionogenic surfaces. *Biochem. et Biophys. Acta* 156, No 1. 1968.

Martin M. a. D. Gottlieb. The production and role of antibiotics in the soil: III, *Phytopathol.* 42; N 6. 1952.

Martin M. a. D. Gottlieb. The production and role of antibiotics in the soil: V, *Phytopathol.* 45. N 7. 1955.

Pinck L. A., W. F. Holton and F. E. Allison. Antibiotics in soils: I. Physicochemical studies of antibiotic—clay complexes. *Soil Sci.* v. 91. N 1. 1961.

Pinck L. A., D. A. Soulides a. F. E. Allison. Antibiotics in soils: II. Extent and mechanism of release. *Soil Sci.* V. 91, N 2, 1961.

Pinck L. A., D. A. Soulides a. F. E. Allison. Antibiotics in soils: IV. Polypeptides and Macrolides. *Soil Sci.* v. 94; No 2. 1962.

Soulides D. A., L. A. Pinck a. F. E. Allison. Antibiotics in soils: Studies on release of antibiotics from clays. *Soil Sci.* v. 92, No 2. 1961.

Soulides D. A. Antibiotics in soils: VI. Determination of microquantities of antibiotics in soil. *Soil Sci.* v. 97, No 4. 1964.

Stotzky G. Influence of clay minerals on microorganisms. III. Effect of particle size cation exchange capacity and surface area on bacteria. *Canad. J. Microbiol.* v. 12, No 6. 1966.

Vagner M. About the stimulation effect of bentonite. 8th Meet. of the Czech. Microbiol. Soc. *Folia Microbiol.* (Praha, in press) 1970.

## ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ СКОРОСТИ РАЗМНОЖЕНИЯ И ГИБЕЛИ БАКТЕРИЙ В НЕКОТОРЫХ ПОЧВАХ

Одной из задач работ по Международной Биологической Программе (МБП) является определение продуктивности почвенной микрофлоры в разных природных условиях с целью установить долю участия почвенных микроорганизмов в общей продукции живого вещества в биосфере.

Эта задача не может быть решена без получения надежных сведений о скорости размножения микроорганизмов в почве.

Скорость биологических циклов в живой природе, как известно, варьирует в очень широких пределах.

Например, высшие растения дают большей частью одну генерацию за вегетационный сезон, тогда как численность почвенных микроорганизмов за то же время падает и возобновляется многократно.

Задачей нашего исследования было изучение темпов размножения и гибели бактерий в почвах разного механического состава.

В настоящее время не существует разработанных методов определения скорости размножения микроорганизмов непосредственно в почве. Однако для бактерий этот показатель может быть грубо вычислен косвенным путем с помощью ежесуточных определений их общего количества.

В литературе имеются данные, показывающие, что численность бактерий в почвах подвержена значительным кратковременным колебаниям (Thornton a. Gray, 1930, Thornton a. Taylor, 1935), даже при постоянных условиях температуры и влажности (Худяков, 1958). Участниками работ по МБП было показано, что в разных почвах СССР количество бактерий в летнее время возрастает и падает каждые 3—5 дней (Никитина и Шарабарин, 1969, Паринкина, 1969, Щапова, 1969). Полученные кривые изменения их численности дают возможность грубо рассчитать скорость возобновления популяции и суммарную продукцию микробных клеток за время наблюдений.

Существование в почве различных экологических групп микробов с разными требованиями к условиям среды, наличие активных и латентных популяций, а также медленно и быстро растущих видов, делают невозможным получение надежных количественных данных с помощью методов посева. Единст-

венно пригодным для учета общей численности всех обитающих в почве микроорганизмов следует признать прямой метод количественного учета.

Объектами наших наблюдений, на которых мы проводили ежедневные определения количества бактерий, были две луговые почвы разного механического состава, расположенные на территории научно-опытной станции «Отрадное» Ботанического института АН СССР (Карельский перешеек).

Луговые участки стационара находятся на третьей террасе озера Отрадного в месте перехода ее в коренной берег.

Первый участок — луг, разнотравье, дерново-контактноподзолистая глееватая супесчаная почва на ленточной глине. Эта почва характеризуется низкой емкостью поглощения, кислой реакцией среды ( $pH = 4,35$ ) и высокой фильтрационной способностью. Она относительно бедна гумусом (2,7%) и азотом (0,11%).

Второй участок — луг, разнотравье, дерново-среднеподзолистая глееватая тяжелосуглинистая почва на моренной глине. Почва имеет кислую реакцию ( $pH = 3,98$ ), низкую фильтрационную способность, характеризуется преобладанием анаэробных условий и относительно высоким накоплением гумуса (5,0%) и азота (0,20%).

Супесчаная и суглинистая почвы достаточно обеспечены подвижными соединениями фосфора и калия.

Громоздкость методики ежесуточных определений численности бактерий не позволила нам провести исследования в течение всего вегетационного сезона в один и тот же год. Поэтому, учитывая возможность сезонных изменений изучавшегося показателя, в 1969 и 1970 гг. мы вели наблюдения в разное время года, в относительно теплый период: в 1969 г. — в разгар лета — с 12/VII по 10/VIII и в 1970 г. в конце лета — в начале осени — с 10/VIII по 8/IX. В том и в другом случае срок наблюдений составлял 30 дней.

Для количественного учета был использован метод Виноградского в модификации Шульгиной (1927) с предварительной десорбцией клеток растиранием по методу Звягинцева (1966). Параллельно проводили определение влажности почвы.

В 1969 г. с каждого участка брали по 5 индивидуальных образцов из 5 точек на глубину 0—10 см параллельно. Образцы из каждой точки анализировались отдельно. Статистическая обработка материалов по каждому участку показала достаточно хорошую сходимость результатов. Поэтому в 1970 г. мы сочли возможным несколько изменить методику работы. С каждого участка брали по 5 индивидуальных образцов из 5 разных точек. Эти образцы тщательно смешивали и из смешанного образца брали по 3 навески для приготовления препаратов.

Как видно из представленных в таблицах и на графиках данных, результаты наблюдений в 1969 и в 1970 гг. различаются довольно резко, особенно для суглинистой почвы. Это находит свое выражение в значении минимальных и максимальных количеств клеток, в характере пульсаций и в скорости размножения бактерий во время подъема кривой их численности.

Так, в 1969 г. в суглинистой почве зафиксированное наименьшее количество бактерий равнялось 2 млрд. клеток, а наибольшее — 15 млрд. клеток на 1 г почвы.

В супесчаной почве соответственно — 1,5 млрд. и 12 млрд. клеток на 1 г почвы (табл. 1).

Таблица 1

Численность микроорганизмов в млрд. на 1 г почвы 1969 год

Дни наблюдений	Супесчаная почва		Суглинистая почва	
	влажность (%)	количество клеток (млрд.)	влажность (%)	количество клеток (млрд.)
1	10,5	2,2 ± 0,6	25,3	2,8 ± 0,4
2	10,0	1,6 ± 0,2	24,6	4,5 ± 0,6
3	9,2	5,8 ± 0,4	23,6	5,5 ± 1,0
4	8,0	2,7 ± 0,3	25,4	4,0 ± 0,5
5	7,6	4,2 ± 0,5	22,4	4,0 ± 0,9
6	13,8	8,6 ± 1,5	25,8	14,3 ± 2,0
7	9,0	8,8 ± 1,6	25,0	8,0 ± 1,0
8	13,4	11,6 ± 1,7	22,4	15,0 ± 2,0
9	11,0	6,0 ± 0,5	28,0	4,3 ± 0,4
10	10,0	4,8 ± 0,4	29,0	5,5 ± 0,9
11	14,1	5,5 ± 0,2	27,2	6,7 ± 0,7
12	13,9	3,4 ± 0,6	29,0	3,5 ± 0,3
13	15,0	3,0 ± 0,6	28,4	5,5 ± 0,4
14	13,4	3,5 ± 0,3	29,1	4,4 ± 0,3
15	13,0	5,2 ± 0,2	35,3	4,2 ± 0,3
16	13,0	3,7 ± 0,3	31,6	5,9 ± 0,4
17	12,0	3,4 ± 0,2	28,0	4,3 ± 0,4
18	10,0	2,8 ± 0,1	28,2	3,1 ± 0,2
19	9,3	3,2 ± 0,2	27,5	2,3 ± 0,5
20	8,0	3,2 ± 0,3	22,0	2,7 ± 0,2
21	6,2	5,5 ± 0,1	15,0	4,8 ± 0,7
22	6,1	3,2 ± 0,3	11,2	3,6 ± 0,3
23	6,2	4,1 ± 0,3	17,0	6,2 ± 1,5
24	6,1	2,7 ± 0,2	19,3	5,5 ± 0,3
25	5,6	1,5 ± 0,4	14,1	2,2 ± 0,4
26	5,0	2,4 ± 0,1	15,2	2,2 ± 0,3
27	7,0	3,5 ± 0,2	18,1	2,4 ± 0,2
28	8,0	4,7 ± 0,3	17,2	6,6 ± 0,4
29	6,0	8,7 ± 0,3	16,0	8,6 ± 0,6
30	6,0	4,7 ± 0,7	16,0	3,0 ± 0,3

В 1970 г. в суглинистой почве наименьшее количество бактерий составляло 0,7 млрд., а наибольшее 3,3 млрд. клеток на

1 г почвы. В супесчаной почве соответственно 0,6 млрд. и 2,4 млрд. на 1 г почвы (табл. 2).

Таблица 2

Численность микроорганизмов в млрд. на 1 г почвы 1970 г.

Дни наблюдений	Супесчаная почва		Суглинистая почва	
	влажность (%)	количество клеток (млрд.)	влажность (%)	количество клеток (млрд.)
1	17,1	2,1 ± 0,1	25,1	3,3 ± 0,1
2	17,6	1,8 ± 0,1	36,3	1,6 ± 0,1
3	18,3	1,7 ± 0,1	36,0	1,8 ± 0,1
4	19,0	0,7 ± 0,1	39,1	1,3 ± 0,0
5	17,2	2,4 ± 0,0	35,7	1,5 ± 0,0
6	17,0	0,6 ± 0,0	35,4	1,4 ± 0,0
7	18,0	2,1 ± 0,1	35,3	2,6 ± 0,1
8	18,1	1,1 ± 0,1	35,4	1,6 ± 0,2
9	17,4	1,1 ± 0,1	30,5	1,0 ± 0,0
10	17,2	1,1 ± 0,1	32,3	2,0 ± 0,1
11	16,1	1,4 ± 0,1	32,1	1,4 ± 0,0
12	11,4	1,4 ± 0,2	30,0	1,1 ± 0,1
13	13,5	1,1 ± 0,1	25,6	1,6 ± 0,1
14	13,4	1,2 ± 0,1	30,2	1,6 ± 0,1
15	15,0	1,4 ± 0,1	30,7	2,1 ± 0,1
16	16,1	1,4 ± 0,0	30,0	1,8 ± 0,1
17	15,8	1,4 ± 0,1	30,4	1,5 ± 0,0
18	14,7	0,9 ± 0,1	31,2	1,7 ± 0,1
19	15,3	1,9 ± 0,0	30,3	2,3 ± 0,0
20	19,2	1,1 ± 0,1	30,2	1,9 ± 0,2
21	15,2	1,7 ± 0,1	30,5	1,3 ± 0,1
22	14,5	1,0 ± 0,3	29,6	1,0 ± 0,1
23	14,6	1,5 ± 0,1	30,0	1,2 ± 0,0
24	14,5	1,3 ± 0,1	29,7	1,4 ± 0,1
25	13,0	0,8 ± 0,1	28,6	0,7 ± 0,0
26	16,7	1,0 ± 0,0	28,7	0,9 ± 0,1
27	16,7	1,6 ± 0,0	30,2	1,6 ± 0,2
28	17,4	1,3 ± 0,1	30,7	1,1 ± 0,1
29	17,6	1,5 ± 0,0	32,5	1,2 ± 0,1
30	17,9	1,3 ± 0,1	30,0	0,8 ± 0,0

Как видно из приведенных цифр количество бактерий от минимума до максимума возрастает в 7,5—8 раз от 12/VII до 10/VIII в 1969 г. и только в 4—4,5 раза от 10/VIII до 8/IX в 1970 г. Максимальное количество клеток в 1970 г. оказывается всего на 1 млрд. больше, чем минимальное количество клеток в 1969 г.

Графическое выражение динамики численности бактерий наглядно демонстрирует различия в обнаруженных колебаниях в разные годы (рис. 1, 2).

В 1969 г. колебания численности бактерий отличаются большой напряженностью, резкими подъемами и спадами, особенно в суглинистой почве, где эти колебания происходят в очень короткие сроки, с периодом в 2—3, редко 4 суток (периодом

мы называем колебания численности бактерий от одного минимума до другого минимума). Всего достоверных подъемов в суглинистой почве было 9. В супесчаной почве нарастание и падение численности бактерий за тот же срок происходит

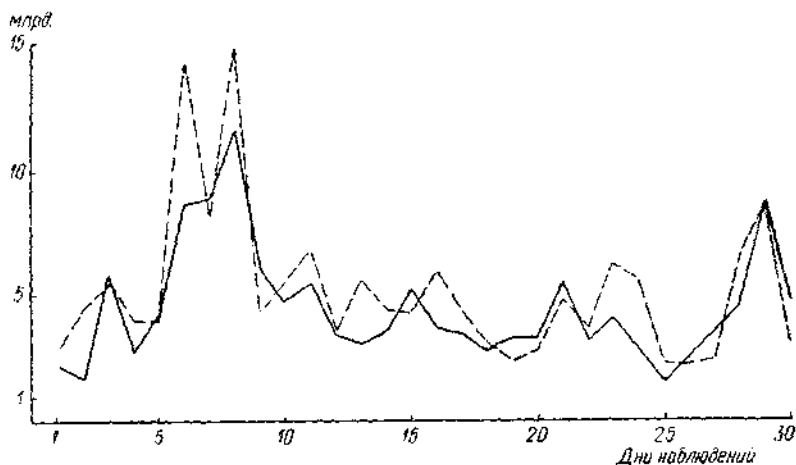


Рис. 1. Изменение численности бактерий в двух луговых почвах в течение 30 дней наблюдений в 1969 г.

относительно более медленно, с периодом в 3—4 суток. Всего достоверных подъемов в суглинистой почве было 5.

В 1970 г. наблюдается более плавное колебание численности бактерий. В суглинистой почве изменения происходят

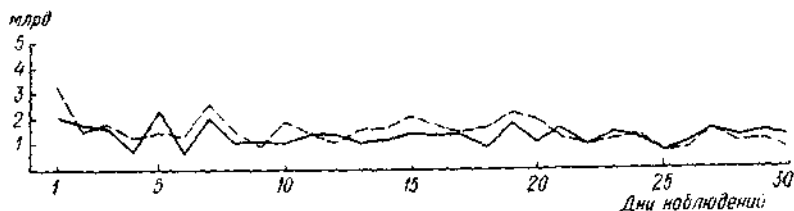


Рис. 2. Изменение численности бактерий в двух луговых почвах в течение 30 дней наблюдений в 1970 г.

По оси абсцисс — дни наблюдений; по оси ординат — количество бактерий в млрд.; сплошная линия — супесчаная почва; пунктирная линия — суглинистая почва.

медленнее, с периодом в 3—4 суток, в супесчаной почве быстрее, с периодом в 2 суток. С 16-го по 25-й день наблюдений в суглинистой почве и с 8-го по 18-й день в супесчаной почве численность бактерий существенно не изменялась. Всего досто-

верных подъемов за время наблюдений в обеих почвах было по 4.

Наиболее отчетливо различия между результатами 1969 и 1970 гг. обнаруживаются при подсчете общего количества бактериальных клеток, образовавшихся и разрушившихся в течение тридцатидневного срока наблюдений (табл. 3).

Таблица 3

Общее количество бактериальных клеток,  
образовавшихся и погибших за 30-дневный срок  
наблюдений  
(млрд. на 1 г почвы)

Название почвы	1969 г.		1970 г.	
	прирост	убыль	прирост	убыль
Суглинистая	37,0	36,0	5,5	5,0
Супесчаная	26,0	22,0	6,5	6,0

Суммируя все приросты численности клеток за 30 дней, мы подсчитали, что в суглинистой почве общее количество образовавшихся за этот срок клеток в 1969 г. в 7 раз больше, чем в 1970 г., а в супесчаной почве в 4 раза. Аналогичным образом можно подсчитать и убыль числа клеток.

Падение численности бактерий в почве вызывается гибелью и последующим лизисом их клеток, а также выеданием бактерий простейшими и мелкими беспозвоночными животными.

Так как степень выедания бактерий не учитывалась нами, вычисленная на основании проведенных наблюдений продукция бактерий не является истинной и полученные нами величины должны быть меньше истинной продукции на то количество клеток, которое было выедано почвенными животными.

По той же причине мы не можем высчитать точное время одной генерации бактерий. Но если пренебречь фактором выедания, то по формуле, предложенной М. В. Ивановым (1955) можно приблизительно рассчитать скорость одной генерации:

$$g = \frac{t \lg 2}{\lg B - \lg b},$$

где:  $g$  — скорость генерации;

$t$  — время нарастания числа бактерий (в часах в период возрастания численности);

$B$  — максимальное количество бактерий за период;

$b$  — минимальное количество бактерий за период.

Из данных табл. 4 и 5 видно, что время генерации в период активного размножения бактерий меняется в течение всего срока наблюдений как в той, так и в другой почве.

Таблица 4

Данные для расчета числа поколений бактерий  
за месяц 1969 г.

Срок отмечено- го максимума числа бактерий	Период нараста- ния числа бактерий (часов)	Изменение количества бактерий за период (млрд. на 1 г почвы)		Скорость поколения (часов)
		минималь- ное коли- чество	максималь- ное коли- чество	
Супесчаная почва				
3-й день	24	1,6	5,8	12,3
8-й день	96	2,7	11,6	44,0
15-й день	48	3,0	5,2	60,9
21-й день	72	3,2	5,5	75,0
29-й день	96	1,5	8,7	31,0
Суглинистая почва				
3-й день	48	2,8	5,5	48,0
6-й день	24	4,0	14,0	13,0
8-й день	24	8,0	15,0	25,7
11-й день	48	4,3	6,7	72,0
13-й день	24	3,5	5,5	36,0
16-й день	24	4,2	6,0	36,0
21-й день	48	2,3	4,8	48,0
23-й день	24	3,6	6,2	30,0
29-й день	72	2,2	8,6	36,0

Принимая во внимание количество подъемов численности за весь срок наблюдений, можно заключить, что в суглинистой почве было не менее 9 поколений за месяц в 1969 г. и не менее 4 поколений в 1970 г., в супесчаной почве было соответственно не менее 5 и 4 поколений.

Как видно из приведенных данных в 1969 г. в суглинистой почве размножение бактерий шло довольно интенсивно и число поколений было почти вдвое больше, чем в супесчаной почве (табл. 4), а общее количество бактериальных клеток, образовавшихся за весь период наблюдений (продукция) оказалось почти в 1,5 раза больше, чем в супесчаной почве (табл. 3).

В 1970 г. для обеих почв отмечается одинаковое число поколений (табл. 5) и почти одинаковая продукция бактериальных клеток за весь период наблюдений (табл. 3).

Если сопоставить суммарное время подъемов с суммарным временем падений численности бактерий в почве, то ясно видно, что в суглинистой почве в оба срока наблюдений падение численности клеток происходит дольше, чем подъем. В супесчаной почве в 1969 г. увеличение численности занимало больше времени, чем падение, а в 1970 г. оба эти процесса шли с одинаковой скоростью (табл. 6).

Эти данные хорошо согласуются с концепцией Я. П. Худякова (1958) о том, что в суглинистой почве разрушение токси-



Таблица 5

Данные для расчета числа поколений бактерий  
за месяц 1970 г.

Срок отмеченного максимума числа бактерий	Период нарастания числа бактерий (часов)	Изменение количества бактерий за период (млрд. на 1 г почвы)		Скорость генерации (часов)
		минимальное количество	максимальное количество	
Супесчаная почва				
5-й день	24	0,7	2,4	12
7-й день	24	0,6	2,1	12
19-й день	24	0,9	1,9	24
27-й день	48	0,8	1,6	48
Суглинистая почва				
7-й день	72	1,3	2,6	72
10-й день	24	1,0	2,0	24
15-й день	72	1,0	2,1	72
27-й день	48	0,7	1,6	48

Таблица 6

Сопоставление суммарного времени подъемов и падений численности бактерий в почвах

(в сутках)

Годы	Суглинистая почва		Супесчаная почва	
	подъем	убыль	подъем	убыль
1969	14	15	15	13
1970	6	11	4	4

нов (периодина), препятствующих размножению бактерий, вследствие недостаточной аэрации, происходит медленнее, чем в супесчаной почве.

Сопоставление колебаний численности бактерий с результатами по определению температуры и влажности почвы в то же время не позволяет выявить прямой зависимости этих колебаний от гидротермических условий в почве. Количество бактерий в почве, их рост и размножение в значительной степени определяются наземной растительностью и почвенными условиями. Состояние растительного покрова в свою очередь сильно зависит от погодных условий, складывающихся по-разному в разные годы.

Проследим распределение атмосферных осадков в течение вегетационного сезона в 1969 и в 1970 гг.

В период с мая по октябрь в оба срока наблюдений общее количество атмосферных осадков было примерно одинаковым

около 400 мм, но распределение их по месяцам значительно отличалось.

В 1969 г. май—июнь характеризовался как сухой период, количество атмосферных осадков соответственно было 41 мм и 23 мм. Июль—август были умеренно влажными, соответственно 69,9 мм и 69,9 мм осадков. Наиболее влажным был сентябрь—136 мм осадков. Следовательно, в 1969 г. наблюдения проводились в умеренно влажный период с предшествующим сухим периодом сезона.

В 1970 г. в мае и июне была сильная засуха—11,7 мм осадков в мае и 4,1 мм осадков в июне. Июль был самым влажным месяцем—149 мм осадков. В августе—сентябре было соответственно 65,2 мм и 107,9 мм осадков. Таким образом, в 1970 г. исследования проводились в умеренно влажный период (август—сентябрь) с предшествующим периодом сильного увлажнения, который последовал за засухой.

Мы располагаем данными по общему весу зеленой массы на 1 м<sup>2</sup> луга в один и тот же срок в 1969 и в 1970 гг. В 1969 г. на 6/VII зеленой массы было в суглинистой почве 146,0 г на 1 м<sup>2</sup>, в супесчаной—292,8 г на 1 м<sup>2</sup>. В 1970 г. на 6/VII зеленой массы было в суглинистой почве 87,1 г на 1 м<sup>2</sup>, в супесчаной—134,6 г. Простое сопоставление этих цифр ясно отражает неблагоприятные погодные условия, сложившиеся в 1970 г.

Так как свои наблюдения мы проводили на некосимых лугах, где в течение вегетационного сезона происходила смена аспектов растительного покрова, то можно предположить, что изменения численности и скорости размножения бактерий в значительной степени зависели от состава растительного сообщества.

К сожалению, мы пока не имеем данных, позволяющих объяснить причину обнаруженного нами явления, и вынуждены ограничиться лишь предположениями гипотетического характера.

## ВЫВОДЫ

1. Изучалась скорость размножения и гибели бактерий в дерново-подзолистых почвах разного механического состава. Скорость размножения и гибели бактерий рассчитывали косвенным путем, исходя из ежесуточных определений их численности.

2. Ежедневные наблюдения проводили в 1969 г. летом с 12/VII по 10/VIII и в 1970 г. в конце лета и в начале осени с 10/VIII по 8/IX. Результаты исследований, полученные в разные годы, различаются довольно резко.

3. Максимальное количество бактериальных клеток в обоих изучавшихся почвах в 1970 г. было в 5 раз меньше, чем в 1969 г. При этом общее количество клеток, образовавшихся

за весь срок наблюдений в 1970 г. в суглинистой почве было в 7 раз меньше, а в супесчаной в 4 раза меньше, чем в 1969 г. Число поколений за период наблюдений в 1970 г. в суглинистой почве было в 2 раза меньше, чем в 1969 г., а в супесчаной на одну генерацию меньше, чем в 1969 г.

### Литература

Звягинцев Д. Г., Дмитриев Е. А. и Галкина Г. М. Влияние способа подготовки почвы к микробиологическому анализу на количественный учет бактерий. «Микробиология», т. XXXV, в. 2, 1966.

Иванов М. В. Метод определения продукции бактериальной биомассы в водоеме. «Микробиология», т. XXIV, в. 1, 1955.

Костычев С. П. и Шульгина О. Г. Весовое содержание микроорганизмов в почвах. Труды отд. с.-х. микробиологии, т. 2, ВАСХНИИ, 1927.

Никитина З. И., Шарабарин Ю. Н. О некоторых методах учета скорости развития микробной массы в почве. Тезисы докладов к конференции по вопросам учета численности и биомассы почвенных микроорганизмов. Советский Национальный Комитет по МБП АН СССР, Л., 1969.

Паринкина О. М. К вопросу о продуктивности микробных сообществ в некоторых почвах западного Таймыра. Тезисы докладов к конференции по вопросам учета численности и биомассы почвенных микроорганизмов. Советский Национальный Комитет по МБП АН СССР, Л., 1966.

Худяков Я. П. Периодичность микробиологических процессов в почве. Труды ин-та микробиологии АН СССР, в. 5, 1958.

Шалова Л. Н. Количественная характеристика микрофлоры некоторых почв Приморья. Тезисы докладов к конференции по вопросам учета численности и биомассы почвенных микроорганизмов. Советский Национальный Комитет по МБП АН СССР, Л., 1969.

Thornton H. G. a. P. H. Gray. The fluctuations of bacterial numbers and nitrate content of field soils. Proc. Roy. Soc. London; Ser. B, v. CVI. 1930.

Thornton H. G. a. C. B. Taylor. Short period fluctuations in bacterial numbers in soil. Trans. Third Internat. Congr. of Soil Science, v. 1. 1935.

## О БИОЛОГИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПОЧВ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА

Многочисленные литературные данные свидетельствуют о том, что биологическая активность большинства почв Крайнего Севера значительно ниже таковой в почвах умеренных и южных широт (Северин, 1909, Казанский, 1932, Буракова и Корсакова, 1935, Бургвиц, 1927, 1930, Пушкинская-Купленская, 1940, Штробиндер, 1953, Сушкина, 1932, 1960, Жукова, 1956, Мишустин, 1954, Мишустин и Мирзоева, 1964 и др.).

Суровые почвенно-климатические условия Заполярья, короткий период преобладания положительных температур, необходимых для протекания ферментативных процессов в почве, существенно ограничивают биохимическую деятельность микроорганизмов.

Вместе с тем, некоторые исследователи наблюдали случаи активного протекания микробиологических процессов в северных почвах (Исаченко и Симасова, 1934, Jensen, 1951), что могло быть связано с участием в процессах превращения веществ местных рас микроорганизмов с пониженным температурным оптимумом развития, а также с благоприятной экологической обстановкой.

Наши наблюдения (Паринкина, 1971), проведенные на территории Таймырского стационара Ботанического института АН СССР, расположенного на правом берегу р. Пясны в районе пос. Тарей, показали, что разнообразие почвенных условий в пределах района исследований является причиной значительных различий в микрофлоре разных мест обитания.

Высокая валовая численность бактерий и богатство микробного пейзажа в некоторых почвах позволяли предположить существование здесь более активно протекающих биохимических процессов и энергии размножения микроорганизмов.

В качестве критерия при оценке биологической активности почв мы использовали результаты наблюдений над протеолитической активностью и дыханием почвы, характером ее микробного пейзажа, а также данные по размеру и скорости возобновления микробной массы в естественных условиях.

Наблюдения над протеолитической активностью почв проводились по методу Е. Н. Мишустина, Д. И. Никитина и И. С. Вострова (1968). Дыхание почвы определялось по методике Б. Н. Макарова (1957). Характер микробного пейзажа и ско-

рость возобновления бактерий изучались по методам, разработанным в лаборатории микробиологии Центрального музея почвоведения им. В. В. Докучаева (Аристовская и Паринкина, 1961, 1962, Аристовская, 1972).

Объектами наблюдений являлись наиболее типичные и широко распространенные в районе проводимых исследований почвы (табл. 1).

Таблица 1

Объекты исследований \*

Название изучавшихся почв и генетических горизонтов	Глубина по профилю (см)	рН		Гидролитическая кислотность (мг-экв)	Гумус по Тюрину (%)	Азот общий (%)
		водный	солевой			
Тундровая, остаточно-глеевая. Пятно. Корка	0—3—5	7,1	6,3	1,56	2,04	0,18
Тундровая, глеевая задернованная, пропитанно-гумусовая. Валик:						
A <sub>0</sub>	0—3	5,3	4,4	—	64,2 **	—
G <sub>h</sub>	3—8	5,8	4,9	7,29	5,8	0,24
Болотно-тундровая, торфянисто-перегнойно-глеевая. Трещина:						
A <sub>0</sub>	0—4	6,2	4,8	—	61,55 **	—
A <sub>T</sub>	4—11	6,0	4,8	24,7	44,23 **	0,77
Тундровая, перегнойно-глеевая, Бугорок:						
A <sub>0</sub>	0—5	4,8	4,2	—	96,03 **	—
A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	6—13	6,2	5,2	11,82	12,66	0,37
Тундровая, глеевая. Канавка:						
A <sub>0</sub>	0—4	5,2	4,3	—	87,6 **	—
G <sub>h</sub>	4—8	6,5	5,0	4,2	1,88	0,06
Болотная, мерзлотная, торфяно-глеевая. Мочажина полигонального болота:						
A <sub>T</sub>	1—10	5,1	4,3	18,4	39,66 **	0,5
Болотно-тундровая торфянисто-глеевая. Валик полигонального болота:						
A <sub>0</sub>	0—3	5,6	4,6	—	78,32 **	—
A <sub>T</sub>	3—15	6,2	5,5	24,25	48,29 **	1,03
Тундрово-дерновая, глееватая, иллювиально-гумусовая. Яр. Южный склон:						
A <sub>0</sub>	0—2	6,4	6,0	—	47,8 **	—
A	2—15	6,6	5,9	1,68	3,38	0,16

\* Наименование и основные характеристики почв даны по материалам И. В. Игнатенко (1971). Прочерки означают, что соответствующие показатели не определялись.

\*\* Потери при прокаливании.

Ранее проведенные наблюдения (Паринкина, 1971) показали, что наибольшее развитие активной микрофлоры в рассматриваемых почвах приурочено к поверхностным горизонтам. Поэтому в настоящей работе мы ограничились изучением микрофлоры верхней части почвенного профиля.

Исследования Е. Н. Мишустина и А. Н. Петровой (1963) показали, что определение суммарной ферментативной активности почв можно использовать в качестве характеристики биологической активности почвы.

Почвенные ферменты являются продуктом жизнедеятельности микроорганизмов и растений. Причем доля участия тех и других в продукции различных ферментов не является одинаковой. Так, если инвертаза почвы в основной своей массе является продуктом высших растений, то почвенные протеазы имеют преимущественно бактериальное происхождение (Купревич, 1968).

Поэтому данные по протеазной активности почв могут быть использованы в качестве показателя микробиологической активности.

Предложенный Е. Н. Мишустиним с соавторами (1968) метод определения суммарной протеазной активности почв основан на степени разжижения слоя желатины на непроявленных фотопластинках при экспозиции их в почве.

При использовании этого метода в условиях Таймыра мы убедились, что рекомендованный авторами срок экспозиции, равный 1—4 дням оказался недостаточным для этих почв. Трехнедельная экспозиция позволила установить степень протеолитической активности изучавшихся почв. Оказалось, что наибольшей протеазной активностью обладает почва корки пятна дриадово-осоково-моховой пятнистой тундры (рис. 1, а).

В комплексе почв пятнистой тундры (пятно, валик, трещина) корка пятна представляет собой специфический биотоп с исключительно благоприятными условиями. Близкая к нейтральной реакция среды, хорошая аэрация и прогревание почвы при достаточной влажности, обеспеченность органикой обуславливают значительную биологическую активность этой части почвенного профиля.

К аналогичному выводу приводят наблюдения над интенсивностью дыхания данной почвы, характером микробного пейзажа и скоростью возобновления бактериальной биомассы, о чем будет сказано ниже.

Хорошая дренированность и достаточно благоприятные условия среды в супесчаной тундрово-дерновой почве береговых яров также способствуют ее протеазной активности (рис. 2).

По сравнению с вышерассмотренными почвами покрытая моховой дерниной почва валика с более кислой реакцией среды и значительно более близким залеганием вечной мерзлоты обладает меньшей протеазной активностью (рис. 1, б).

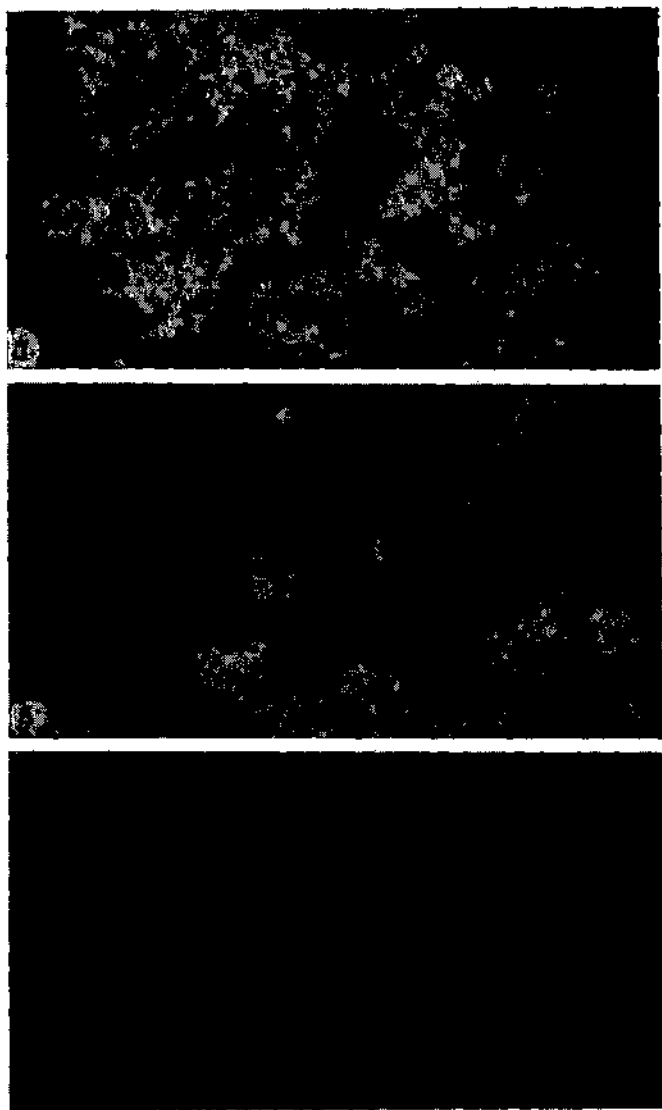


Рис. 1. Протеазная активность почв дриадово-осоково-моховой пятнистой тундры.  
а — корка пятна, б — валик, горизонт  $G_h$ . в — трещина, горизонт  $A_T$ .

Неблагоприятные значения рН, избыточная влажность, длительное пребывание почвы в мерзлом состоянии и восстановленные условия среды резко снижают протеазную активность и связанную с ней деятельность микрофлоры в почве трещины (рис. 1, в).

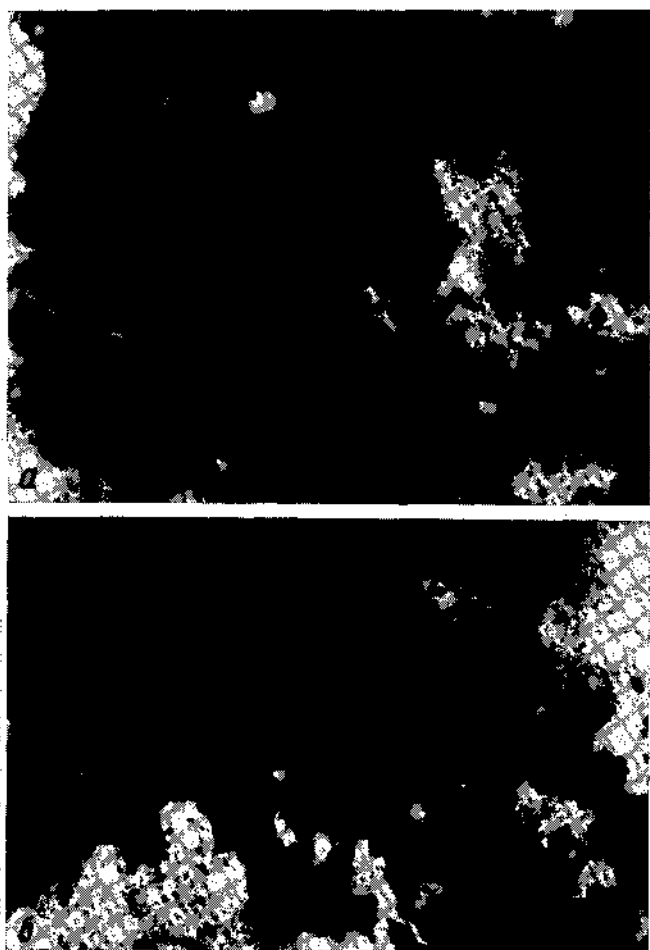


Рис. 2. Протеазная активность почв разнотравно-дриадовой тундры береговых яров.

а, б — горизонт А тундрово-дерновой почвы.

После трехнедельного пребывания фотопластин в этой почве слой желатины остался совершенно нетронутым. Аналогичные результаты были получены для почв бугорка и канавки дриадово-осоково-моховой мелкобугорковатой тундры (рис. 3, а, б)



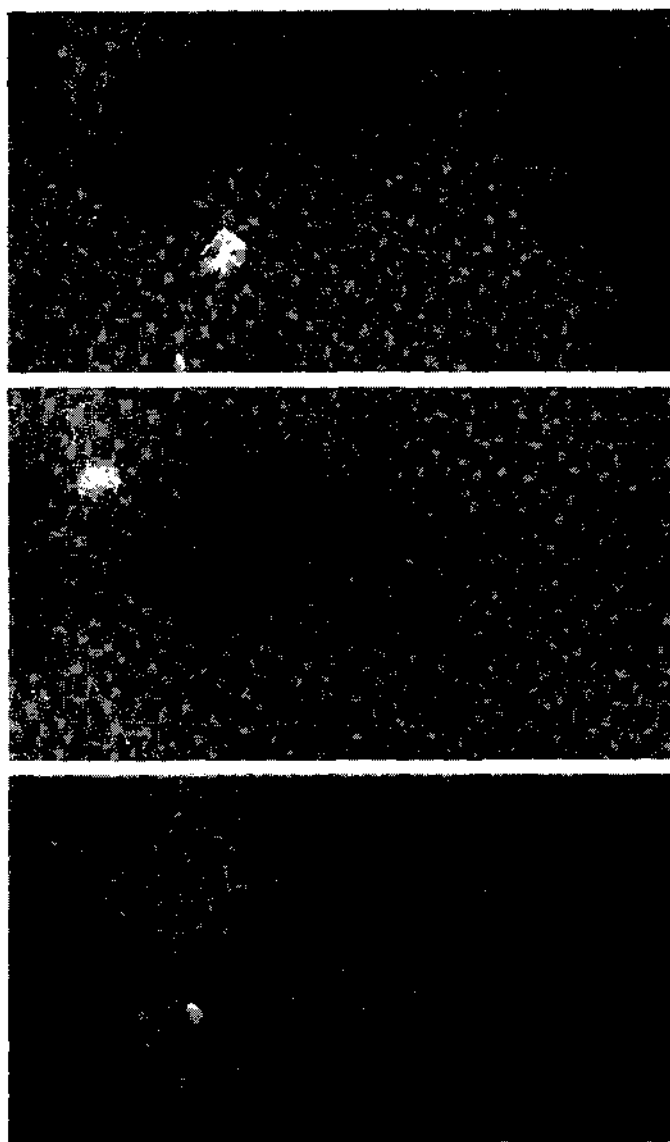


Рис. 3. Протеазная активность почв дриадово-осоково-моховой мелкобугорковатой тундры и полигонального болота.  
а — бугорок, горизонт  $A_0A_1$ , б — канавка, горизонт  $Q_0$ , в — мочажина, горизонт  $A_1$ .

и мочажины полигонального болота (рис. 3, в), где условия среды близки к рассмотренным выше.

В качестве другого показателя биологической активности почвы мы использовали дыхание почвы. Представляя собой суммарную величину, включающую в себя дыхание почвенной микрофлоры и фауны, дыхание корней растений, а также некоторые химические процессы, дыхание почвы в отдельных случаях все же может быть отнесено за счет преимущественной жизнедеятельности микроорганизмов.

Такова, например, природа дыхания парующей почвы. Преимущественно за счет микрофлоры (включая сюда и почвенные водоросли) происходит дыхание и лишеной растительности корки пятна, обильно населенной микроорганизмами.

При этом следует помнить, что интенсивность дыхания определяется не только населенностью, но главным образом активностью почвенной микрофлоры.

Проведенные нами летом в течение месячного срока (июль — август) ежедневные наблюдения за дыханием почвы корки пятна дали возможность установить наличие значительных колебаний в интенсивности этого процесса (табл. 2).

Как показывают данные табл. 2, максимальным за отмеченный период было выделение  $763,2 \text{ мг/1 м}^2 \text{ CO}_2$  за 30 минут; минимальным —  $11,2 \text{ мг/1 м}^2$  за тот же срок.

Колебания интенсивности процесса дыхания почвы могут быть связаны как с изменением физических условий в почве, в частности ее температуры и влажности, так и с изменением активности почвенных микроорганизмов, с наблюдавшейся нами ранее в этой же почве периодичностью развития бактерий (Паринкина, 1972).

Оставляя детальное рассмотрение причин этого явления предметом нашего будущего сообщения, следует отметить, что величина продукции  $\text{CO}_2$  в слое корки пятна достаточно высока и зачастую превышает интенсивность дыхания окультуренных почв в более южных широтах. Интересно, что это находится в полном соответствии с ранее описанным для растений (Курсанов и Крюкова, 1945), а позднее подтвержденным на примере микроорганизмов (Мишустин и Мишустина, 1946, Аристовская, 1948) фактом активизации в суровых условиях обитания окислительных ферментов (пероксидазы и каталазы), участвующих в дыхательном процессе.

Увеличение активности ферментных систем является, по мнению указанных авторов, ответной реакцией на неблагоприятные условия внешней среды. Более активный ферментативный аппарат микрофлоры в суровых условиях почв Крайнего Севера позволяет обеспечивать необходимые жизненные функции.

Существенное значение при определении активности микробиологических процессов имеют данные по скорости возобнов-

Динамика выделения  $\text{CO}_2$  с поверхности корки пятна  
( $\text{мг/л м}^2$  за 30 мин.)

Дни наблюдений	Повторности опыта			Температура почвы	Влажность (%)
	1	2	3		
1	222,4	426,5	246,9	—	22,9
2	303,1	303,1	448,9	+8,0	22,6
3	78,5	78,5	22,4	+10,0	22,3
4	325,5	291,8	129,5	+12,8	23,0
5	370,4	325,5	442,8	+16,0	22,6
6	246,9	180,1	190,8	+5,0	24,7
7	550,0	347,9	448,9	+9,4	21,2
8	145,9	123,4	67,3	+14,2	23,1
9	56,1	62,2	89,7	+4,4	21,5
10	404,0	426,5	392,8	+5,8	22,7
11	134,6	123,4	134,6	+5,0	26,0
12	561,1	314,2	291,8	+8,8	22,9
13	336,7	246,9	145,9	+7,6	22,9
14	157,1	168,3	78,4	+9,0	23,3
15	190,8	134,6	179,5	+14,0	22,0
16	202,0	69,3	202,0	+12,8	22,3
17	56,1	67,3	123,4	+15,2	21,9
18	202,0	179,6	291,8	+19,4	22,9
19	11,2	78,5	89,7	+22,5	22,6
20	516,3	336,7	763,2	+24,0	22,4
21	67,3	33,6	78,5	+19,0	22,6
22	224,4	246,9	303,1	+17,0	22,6
23	157,1	179,5	157,1	+14,2	22,4
24	56,1	44,8	89,7	+13,2	21,9
25	269,3	202,0	303,1	+14,4	25,8
26	123,4	157,1	179,5	+13,2	23,5
27	78,5	22,4	78,5	+19,0	23,1
28	56,1	22,4	67,3	+21,6	23,1
29	44,8	89,8	101,0	+16,4	22,5
30	—	—	—	+16,4	21,7

ления микробной массы в естественных условиях, так как энергия биохимических процессов в значительной мере связана со скоростью размножения микроорганизмов.

Определение этого показателя мы производили с помощью ежедневных наблюдений над изменением численности бактерий на одной и той же площадке определенной почвы. Методика расчетов приведена в нашей предыдущей работе (Паринкина, 1972). Полученные результаты приведены в табл. 3.

Анализируя данные, представленные в таблице 3, нетрудно заметить существенную разницу в скорости возобновления микробной массы в разных почвах.

Таблица 3

Скорость генерации бактерий в почвах Таймырского стационара и число генераций за месяц летнего периода

Срок отмеченого достоверного максимума числа бактерий	Период нарастания числа бактерий (в часах)	Изменение числа бактерий за период		Скорость генерации (в часах)	Средняя за месяц скорость генерации (в часах)	Число генераций бактерий за месяц наблюдений
		в млрд./г почвы				
		минимум	максимум			

## Дриадово-осоково-моховая пятнистая тундра

## Пятно. Корка

6-й день	72	$1,4 \pm 0,02$	$7,6 \pm 0,39$	29,4	18,2	13,1
13-й "	24	$0,11 \pm 0,01$	$48,4 \pm 4,7$	2,7		
20-й "	96	$0,75 \pm 0,06$	$29,4 \pm 0,13$	18,1		
25-й "	48	$3,4 \pm 0,03$	$14,7 \pm 0,7$	22,6		

## Разнотравно-дриадовая тундра

## Тундрово-дерновая почва, горизонт А

11-й день	48	$0,56 \pm 0,3$	$5,4 \pm 0,01$	14,6	16,3	14,7
14-й "	48	$0,19 \pm 0,001$	$37,8 \pm 1,1$	6,2		
21-й "	72	0	$19,5 \pm 0,4$	16,7		
29-й "	72	0	$6,0 \pm 0,02$	27,7		

## Полигональное болото

Мочажина, горизонт А<sub>т</sub>

4-й день	24	$62,5 \pm 5,5$	$133,3 \pm 1,6$	21,9	61,7	4,3
12-й "	72	$91,6 \pm 15,2$	$194,2 \pm 6,6$	66,4		
15-й "	48	$67,7 \pm 6,3$	$129,9 \pm 11,2$	51,1		
24-й "	72	$33,9 \pm 0,3$	$50,4 \pm 3,4$	125,8		
27-й "	48	$36,1 \pm 4,4$	$77,9 \pm 8,5$	43,2		

Валик, горизонт А<sub>т</sub>

8-й день	24	$15,8 \pm 2,2$	$16,7 \pm 0,6$	301,0	108,1	0,7*
11-й "	24	$2,6 \pm 0,2$	$11,9 \pm 0,4$	10,9		
14-й "	24	$3,2 \pm 0,7$	$12,1 \pm 0,9$	12,5		

\* Данные получены за 17 дней наблюдений.

Более высокая скорость размножения микроорганизмов в почвах корки пятна и горизонте А тундрово-дерновой почвы соответствует благоприятным условиям среды для развития микрофлоры.

Противоположное явление наблюдается в торфяных горизонтах мочажины и особенно валика полигонального болота, где бактерии характеризуются исключительной инертностью и вялостью размножения. По сравнению с верхними горизонтами минеральных почв корки пятна и южного склона яра скорость возобновления микроорганизмов протекает здесь в 3—5 раз медленнее. Значительное количество бактерий, обнаруженное

## Характер микробных пейзажей в почвах Таймырского стационара

Почва	Глубина по профилю (с.м.)	Общий характер пейзажа	Плотность обрастаний	Преобладающие формы	Названия видов и спорношений
Болотная, мерзлотная, торфяно-глебовая. Мочажина полигонального болота. Горизонт А <sub>1</sub>	1—10	Небогат, достаточно однообразен. Преобладают бактерии	Небольшая	Бациллы, железобактерии. Водные формы: спираллы	Бациллы в состоянии спорношения
Болотно-тундровая, торфянисто-перегнойно-глебовая, Трещина. Горизонт А <sub>1</sub>	4—11	Достаточно беден. Очагово-распространенная бактериальная флора	Небольшая	Бациллы в виде крупных грубых палочек. Длинные нитевидные клеточки	То же
Тундровая, глеевая. Канавка. Горизонт С <sub>11</sub>	4—8	Однообразный, бедный	Незначительная	Вибрионы. Грубые крупные бациллы	Бациллы со спорами. Единичные грибы в состоянии линзиса
Тундровая, остаточного-глебовая. Ляно. Корка	0—3—5	Богат и разнообразен	Высокая	Разнообразная бактериальная флора. Синезеленые водоросли. Протисты	—
Тундрово-дерновая, глееватая, иллювиально-гумусовая. Яр. Южный склон. Горизонт А <sub>0</sub> А <sub>1</sub>	0—15	Богат и разнообразен	Значительная	Бактерии, грибы, актиномицеты	Иногда грибы и актиномицеты со спорами

нами в этих почвах, находится в жизнеспособном, но очень мало активном состоянии, свидетельством чему может служить слабая степень разложения торфянистой массы.

Подтверждением биологической инертности заболоченных почв района исследований является также характер микробного пейзажа, который в известной степени может отражать размер биологической активности почвы (Рыбалкина и Кононенко, 1957, Паринкина, 1968).

Большое количество бактериальных спор, преобладание в пейзаже некоторых видов железобактерий — индикаторов глеевого процесса, — таковы характерные черты микробного пейзажа заболоченных почв (табл. 4).

Показателем низкой биологической активности может служить микробный пейзаж почвы трещины, бугорка и канавки дриадово-осоково-моховой пятнистой и мелкобугорковатой тундры. Микробные обрастания в педоскопах здесь не отличаются богатством и разнообразием. Часто встречаются споры бактерий; немногие, обнаруживающиеся в обрастаниях грибы находятся в состоянии лизиса и распада. Клетки бактерий, как правило, не образуют колоний и характерных скоплений. Многие компоненты микрофлоры являются типичными представителями мест избыточного увлажнения (*Caulobacter*, *Hyphomicrobium*, различные спириллы) (табл. 4).

Совсем иной характер носит микробный пейзаж в почвах, отличающихся более высокой биологической активностью.

Как в слое корки пятна, так и в горизонте А тундрово-дерновой почвы микробные обрастания значительно богаче и разнообразнее.

Бактериальное население представлено большим количеством форм с преобладанием неспорозоных микроорганизмов.

В тундрово-дерновой почве мицелий грибов находится в хорошо развитом состоянии, явлений лизиса не отмечается. В небольшом количестве присутствуют грибы и актиномицеты со спорозошениями.

Протистофауна и альгофлора (особенно в корке пятна) хорошо развиты.

Анализируя полученные данные, можно заключить, что большинство изученных нами тундровых почв Западного Таймыра не отличается интенсивным протеканием микробиологических процессов. Это обусловлено крайней суровостью климата и неблагоприятными физико-химическими условиями среды в большей части почв в период короткого вегетационного сезона.

Большая часть поверхности почв на плакорах занята сплошным моховым покровом, обладающим сильными теплоизолирующими свойствами.

Благодаря этому протаивание почвы происходит неглубоко и температуры большинства почв остаются достаточно низкими в течение всего лета, что замедляет течение биохимических про-

цессов. Этому способствует также недостаточная аэрация почв, обусловленная их избыточным увлажнением и заболачиванием значительной части почвенного покрова.

Но, как показали наши наблюдения, в этой, в целом достаточно инертной в биологическом отношении зоне, имеются участки с довольно активной микробиологической деятельностью.

Значительная биологическая активность почвы корки пятна дриадово-осоково-моховой пятнистой тундры и тундрово-дерновой почвы береговых яров показывает существование потенциальных возможностей интенсивного протекания микробиологических процессов в благоприятной экологической обстановке.

## ВЫВОДЫ

1. Изучалась биологическая активность основных почв Таймырского стационара АН СССР.

2. В качестве критерия при оценке биологической активности почв использовались результаты наблюдений над протеазной активностью и дыханием почвы, скоростью возобновления микробной массы и характером микробного пейзажа.

3. Полученные данные показали наличие довольно интенсивных микробиологических процессов в корке пятна дриадово-осоково-моховой пятнистой тундры и в горизонте А тундрово-дерновой почвы береговых яров. В остальных почвах активность микрофлоры была весьма слабой.

4. Обнаруженная высокая интенсивность дыхания почвы корки пятна согласуется с известным фактом активизации окислительных ферментов в условиях Севера.

5. Существование очагов высокой микробиологической активности в зоне, характеризующейся заторможенными биологическими процессами, говорит о потенциальных возможностях активизации микрофлоры в благоприятной экологической обстановке.

## Литература

Аристовская Т. В. О ферментативной активности северных рас микроорганизмов. «Микробиология», т. XVII, в. 5, 1948.

Аристовская Т. В. Теоретические аспекты проблемы численности, биомассы и продуктивности почвенных микроорганизмов. Сб. «Вопросы численности, биомассы и продуктивности почвенных микроорганизмов». Изд-во «Наука», Л., 1972.

Аристовская Т. В. и Парниккина О. М. Новые методические приемы изучения сообществ почвенных микроорганизмов. «Почвоведение», № 1, 1961.

Аристовская Т. В. и Парниккина О. М. Изучение микробных пейзажей почв Ленинградской области. «Микробиология», т. XXXI, в. 1, 1962.

Буракова В. В. и Корсакова М. И. Микробиологические исследования некоторых минеральных почв совхоза «Индустрия». Труды Ленинградского отделения Всесоюзного института удобрений, агропочвоведения и агротехники, 37, Л., 1935.

Бургвиц Г. К. К изучению группового состава бактерий мурманских почв. Труды Института сельскохозяйственной микробиологии, ВАСХНИЛ 4, 1, 1930.

Жукова Р. А. Микробиологические исследования целинных почв Кольского полуострова. «Микробиология», т. XXV, 5, 1956.

Игнатенко И. В. Почвы основных типов тундровых биогеоценозов Западного Таймыра. Сб. «Биогеоценозы таймырской тундры и их продуктивность». Изд-во «Наука», Л., 1971.

Исаченко Б. Л. и Симакова Т. Л. Бактериологические исследования почв Арктики. Тр. Арктического института, 9, Л., 1934.

Казанский А. Ф. К микрофлоре Новой Земли. Тр. Полярной комиссии АН СССР, 7, Л., 1932.

Купревич В. Ф. Первые итоги исследований по ферментам почвы. Сб. докладов симпозиума по ферментам почвы (27—30 июня, 1967 г.). АН БССР, изд-во «Наука и техника», Минск, 1968.

Курсанов А. А. и Крюкова Н. Н. Влияние географического фактора на активность пероксидазы в растениях. «Биохимия», т. 10, в. 2, 1945.

Макаров Б. Н. Упрощенный метод определения дыхания почвы. «Почвоведение», № 9, 1957.

Мишустин Е. Н. Энергия размножения у географических рас *Vas. tuscoides*. «Микробиология», т. XIII, в. 1, 1944.

Мишустин Е. Н. и Мишустина В. К. Активность каталазы географических рас *Vas. tuscoides*. «Микробиология», т. XV, в. 4, 1946.

Мишустин Е. Н. и Мирзоева В. А. Микрофлора северных почв. Сб. Проблемы Севера, в. 8, Изд-во «Наука», М.-Л., 1964.

Мишустин Е. Н. и Петрова А. Н. Определение биологической активности почвы. «Микробиология», т. XXXII, в. 3, 1963.

Мишустин Е. Н., Никитин Д. И. и Востров И. В. Прямой метод определения суммарной протеазной активности. Сб. докладов симпозиума по ферментам почвы (27—30 июня 1967 г.). АН БССР. Изд-во «Наука и техника», Минск, 1968.

Паринкина О. М. Диагностическое значение микробного пейзажа в почвенной микробиологии. Дисс. на соиск. ученой степени канд. биол. наук, Л., 1968.

Паринкина О. М. Микробиологическая характеристика некоторых почв Западного Таймыра. Сб. «Биогеоценозы таймырской тундры и их продуктивность». Изд-во «Наука», М.-Л., 1971.

Паринкина О. М. К вопросу о биологической продуктивности некоторых почв Западного Таймыра. Сб. «Вопросы численности, биомассы и продуктивности почвенных микроорганизмов». Изд-во «Наука», М.-Л., 1972.

Пушкинская-Купленская О. И. Микробиологическая характеристика почв района Игарки. Тр. Института полярного земледелия, животноводства и промыслового хозяйства, т. I, М., 1940.

Рыбалкина А. В. и Кононенко Е. В. Активная микрофлора почв. В кн. «Микрофлора почв Европейской части СССР». Изд. АН СССР, М.-Л., 1957.

Северин С. А. Бактериальное население нескольких образцов почв из Далекого Севера (г. Обдорск и пол-в Ямал). Вестник бактериолого-агрономической станции им. Феррейна, № 15, М., 1909.

Сушкина Н. Н. К изучению микрофлоры почв дельты р. Лены. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева АН СССР, 6, 1932.

Сушкина Н. Н. и Рыжкова П. С. О микрофлоре почв западного побережья Новой Земли. ДАН СССР, 106, 5, 1956.

Штробиндер М. Ф. Микробиологическая характеристика почв Обского Севера. Тр. Ин-та полярного земледелия, животноводства и промыслового хозяйства, I, М., 1953.

Jensen H. L. Notes on the microbiology of soil from Northern Greenland. Medd. om Gronland. 142 (3); 1951.



## СОДЕРЖАНИЕ

В. А. Долотов, В. В. Докучаев — основоположник географо-генетического почвоведения . . . . .	3
В. К. Пестряков, Р. П. Деденина. Экспозиция Центрального музея почвоведения им. В. В. Докучаева . . . . .	10
В. В. Пономарева. Условия водноминерального питания растений, типы растительности и почвообразование . . . . .	24
Т. А. Рожнова. К изучению подзолистых почв на востоке лесной зоны европейской части СССР . . . . .	58
Е. В. Кондратьева. Некоторые данные о двучленности моренных отложений Валдайской возвышенности . . . . .	74
М. И. Чекалова. О минералогическом составе некоторых подзолистых почв юго-запада Ленинградской области . . . . .	92
Б. Ф. Говоренков. Круговорот элементов растительностью и почвой в сосняке и лиственничнике на Карельском перешейке . . . . .	103
О. В. Бутузова. К характеристике состава золы некоторых растений хвойного леса . . . . .	131
В. К. Пестряков, А. И. Пантюхин. Опыт изучения неоднородности пахотных почв методом траншей . . . . .	137
Т. С. Зверева. Полевое изучение микроморфологии нескольких почв Центрального лесного заповедника . . . . .	145
В. К. Пестряков. Сравнительное изучение свойств целинных и пахотных дерново-подзолистых почв . . . . .	153
В. К. Пестряков, В. А. Долотов. Изменение свойств дерново-подзолистых и дерново-карбонатных почв Ленинградской области в условиях севооборота . . . . .	175
А. М. Васильев. Влияние уплотнения южного карбонатного чернозема на структурное состояние пахотного слоя и урожай . . . . .	187
Т. А. Плотникова. Характеристика особенностей образования и природы гумусовых веществ почв с помощью данных оптической плотности . . . . .	196
Г. Ф. Сотнякова. Влияние температурного фактора на разложение минералов гумусовыми кислотами . . . . .	211
Т. В. Аристовская, А. Ю. Дараган, Т. С. Зверева. Роль микроорганизмов в превращении минералов . . . . .	222
Ю. А. Худякова, Т. Н. Ефремова, Т. С. Зверева. Образование соединений микробных метаболитов с глинистыми минералами почвы и условие поглощенных метаболитов растениями . . . . .	230
Л. В. Зыкина. Предварительные итоги изучения скорости размножения и гибели бактерий в некоторых почвах . . . . .	248
О. М. Паринкина. О биологической активности почв Западного Таймыра . . . . .	258

## **ГЕОГРАФИЯ, ГЕНЕЗИС И ПЛОДОРОДНЕ ПОЧВ**

Сборник трудов. Выпуск V.

Л., отделение издательства «Колос», 1972.

271 стр. с илл.

УДК 631.48+631.47:551.4+631.452(06)

Редактор В. И. Колтуненко. Художественный редактор О. П. Андреев.  
Технический редактор Л. Б. Резникова. Корректор В. Н. Ражева.

Сдано в набор 27/1 1972 г. Подписано к печати 4/V 1972 г. М-16348. Формат 60 × 90<sup>1/16</sup>.  
Печ. л. 17. Уч.-изд. л. 18,24. Т. л. 1972 г. № 30. Бумага тип. № 1. Тираж 2900 экз.  
Цена 2 р. 03 к. Заказ № 103.

Отделение ордена Трудового Красного Знамени издательства «Колос»,  
191186, Ленинград, Невский пр., 28.

Типография им. Котлякова издательства «Финансы» Комитета по печати  
при Совете Министров СССР. Ленинград, Садовая, 21.