

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Национальный парк «Русский Север»

ПОЧВЫ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «РУССКИЙ СЕВЕР»

Под редакцией Г.Н. Копчик

Вологда
2010

Авторы: Г.Н. Копчик (введение, гл. 1-8, заключение), Н.П. Чижикова (гл. 4-5),
С.В. Копчик (гл. 6-8), С.Ю. Ливанцова (гл. 2, 6, 7),
М.А. Мурашкина (гл. 4-5), Н.А. Березина (гл. 7), М.Г. Вахрамеева (гл. 7)

Научный редактор: ведущий научный сотрудник Факультета почвоведения
Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова
к.б.н. Г.Н. Копчик

Рецензенты: зав. кафедрой общего почвоведения
Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова,
д.б.н. проф. А.С. Владыченский;
ведущий научный сотрудник Почвенного института им. В.В. Докучаева
Российской академии сельскохозяйственных наук,
д.с.-х.н. Е.Б. Скворцова.

Почвы национального парка «Русский Север» / Под ред. Г.Н. Копчик. - Вологда, 2010
– 154 с. – илл. – 32. [Библиография – 232 наименов.] – ISBN 978-5-9902079-5-0

Монография посвящена почвам национального парка «Русский Север» (Вологодская область), сформировавшимся в условиях уникального сочетания рельефа, почвообразующих пород и растительности конечной зоны валдайского оледенения на границе средней и южной тайги. Основу почвенного покрова парка составляют типичные для таежной зоны подзолистые и дерново-подзолистые почвы, развитые на валунных моренных, часто карбонатных, суглинках под хвойными и хвойно-мелколиственными лесами. Впервые на основании детальной характеристики гранулометрического, минералогического, валового химического состава, содержания соединений кремния, алюминия, железа, марганца, органического вещества, кислотности и катионообменных свойств почв оценены их особенности и экологическое качество в основных типах лесных биогеоценозов парка. Проанализирована взаимосвязь свойств почв и разнообразия видового состава и структуры лесных фитоценозов. Большое внимание уделено строгим, количественным методам анализа. Рассмотрены методологические и методические подходы к организации и проведению комплексного почвенно-экологического мониторинга особо охраняемых территорий.

Для почвоведов, экологов, биологов, биогеохимиков и лесоводов.

Работа выполнена при поддержке Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-04-49164) и Национального парка «Русский Север».

M.V. Lomonosov Moscow State University
National Park “Russian North”

SOILS OF THE NATIONAL PARK “RUSSIAN NORTH”

Edited by G.N. Koptsik

Vologda
2010

Authors: G.N. Koptsik (introduction, chapters 1-8, conclusion), N.P. Chizhikova (chapters 4-5), S.V. Koptsik (chapters 6-8), S.Yu. Livantsova (chapters 2, 6, 7), M.A. Murashkina (chapters 4-5), N.A. Berezina (chapter 7), M.G. Vakhrameeva (chapter 7)

Scientific editor: Leading Research Scientist of Soil Science Faculty,
M.V. Lomonosov Moscow State University, Dr. G.N. Koptsik

Reviewers: Head of General Soil Science Department,
M.V. Lomonosov Moscow State University, Prof. Dr. A.S. Vladychenskiy;
Leading Research Scientist of V.V. Dokuchaev Soil Science Institute,
Russian Academy of Agricultural Science, Dr. E.B. Skvortsova.

Soils of the National Park "Russian North" / G.N. Koptsik (Ed.). Vologda, 2009. - 154 p. – Ill. – 32. [Bibliography – 232 items]. – ISBN 978-5-9902079-5-0

The monograph is devoted to soils of the National Park "Russian North" (Vologda region, Russia). The soils are formed under unique combination of relief, parent rocks and vegetation in the end zone of the last glacial period at the border of middle and southern taiga. The typical for taiga podzolic and derno-podzolic soils developed on boulder moraine loams, often with carbonates, under coniferous and coniferous-small-leaved forests form the basis of the National Park soil cover. In the prevailing forest ecosystems, soil peculiarities and ecological quality are estimated for the first time as a result of detail characterization of granulometric, mineralogical and total chemical composition, as well as assessment of content and speciation of silicon, aluminum, iron, manganese, organic matter, acidity and cation exchange properties. Interrelation between soil properties and vegetation diversity in forest ecosystems are analyzed. Strict quantitative methods are in the focus of research. Methodology and methods of integrated soil-ecological monitoring for protected areas are discussed.

For soil scientists, ecologists, biologists, biogeochemists and forestry specialists.

The research was supported by M.V. Lomonosov Moscow State University, Russian Foundation for Basic Research (project No. 96-04-49164) and National Park "Russian North".

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	9
ГЛАВА 1. ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА	11
1.1. Климат	11
1.2. Геологическое строение и почвообразующие породы	11
1.3. Рельеф	12
1.4. Озера и реки	13
1.5. Растительность	13
1.6. Почвенный покров	14
ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	15
2.1. Объекты исследования	15
2.2. Методы исследования	17
2.2.1. Полевые методы	17
2.2.2. Аналитические методы	17
2.2.3. Методы математической обработки	20
ГЛАВА 3. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОЧВ НП «РУССКИЙ СЕВЕР»	21
3.1. Подзолистые почвы	21
3.2. Дерново-подзолистые почвы	24
3.3. Подзолы	28
3.4. Бурые лесные почвы	29
3.5. Дерново-карбонатные почвы	30
ГЛАВА 4. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ, ВАЛОВОЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ	34
4.1. Гранулометрический состав почв	34
4.2. Валовой химический состав почв	34
4.3. Минералогический состав тонкодисперсных фракций почв	35
4.3.1. Неглубокоподзолистая почва	35
4.3.2. Подзол иллювиально-железистый	36
4.3.3. Дерново-карбонатная почва	37
4.4. Выводы	37
ГЛАВА 5. СОЕДИНЕНИЯ ЖЕЛЕЗА, АЛЮМИНИЯ, КРЕМНИЯ И МАРГАНЦА В ПОЧВАХ	39
5.1. Неглубокоподзолистая почва	40
5.2. Подзол иллювиально-железистый	41
5.3. Дерново-карбонатная почва	42
5.4. Выводы	43
ГЛАВА 6. КИСЛОТНОСТЬ И КАТИОННООБМЕННЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ	44
6.1. Органическое вещество	44

6.2. Кислотность почв	44
6.3. Катионообменные свойства	46
6.3.1. Обменные основания	46
6.3.2. Емкость катионного обмена	47
6.4. Природа и закономерности пространственной изменчивости свойств почв в лесных биогеоценозах	47
6.5. Выводы	50
ГЛАВА 7. ПОЧВЫ КАК ОСНОВА РАЗНООБРАЗИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ В ЛЕСНЫХ БИОГЕОЦЕНОЗАХ	51
7.1. Влияние свойств почв на растительность	51
7.1.1. Кислотность почв	52
7.1.2. Элементы питания	54
7.1.3. Древесная растительность	54
7.1.4. Наземный покров	55
7.2. Краткая характеристика лесных биогеоценозов	55
7.3. Анализ взаимосвязи почв и растительности в лесных биогеоценозах	56
7.3.1. Естественный смысл индексов биоразнообразия	57
7.3.2. Корреляционный анализ связи почв и растительности	59
7.3.3. Многопараметрический анализ связи почв и растительности	59
7.4. Выводы	60
ГЛАВА 8. ПОДХОДЫ К ОРГАНИЗАЦИИ ПОЧВЕННО-ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ТЕРРИТОРИИ ПАРКА	61
8.1. Принципы организации почвенно-экологического мониторинга	61
8.2. Выбор объектов мониторинга	62
8.3. Выбор и обоснование информативных показателей состояния почв	63
8.4. Оптимизация количества почвенных проб при мониторинге	64
8.5. Выбор и обоснование сроков и периодичности наблюдений за состоянием почв	70
8.6. Подходы к организации и проведению почвенно-экологического мониторинга на территории национального парка	71
8.7. Выводы	72
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	74
ЛИТЕРАТУРА	75

CONTENT

INTRODUCTION.....	9
CHAPTER 1. Natural factors od soil cover formation.....	11
G.N. Koptsik	
1.1. <i>Climate</i>	11
1.2. <i>Geology and soil parent rocks</i>	11
1.3. <i>Relief</i>	12
1.4. <i>Lakes and rivers</i>	13
1.5. <i>Vegetation</i>	13
1.6. <i>Soil cover</i>	14
CHAPTER 2. OBJECTS AND METHODS OF INVESTIGATIONS	15
G.N. Koptsik, S.Yu. Livantsova	
2.1. <i>Objects of investigations</i>	15
2.2. <i>Methods of investigations</i>	17
2.2.1. Field methods	17
2.2.2. Analitical methods	17
2.2.3. Mathematical methods	20
CHAPTER 3. MAIN TYPES OF SOILS IN THE NATIONAL PARK	
“RUSSIAN NORTH”	21
G.N. Koptsik	
3.1. <i>Podzolic soils</i>	21
3.2. <i>Derno-podzolic soils</i>	24
3.3. <i>Podzols</i>	28
3.4. <i>Brown forest soils</i>	29
3.5. <i>Sod carbonate soils</i>	30
CHAPTER 4. GRANULOMETRIC, TOTAL CHEMICAL AND	
MINERALOGICAL COMPOSITION	34
N.P. Chizhikova, G.N. Koptsik, M.A. Murashkina	
4.1. <i>Soil granulometric composition</i>	34
4.2. <i>Soil total chemical composition</i>	34
4.3. <i>Mineralogical composition of fine particles</i>	35
4.3.1. Nondeepodzolic soil	35
4.3.2. Iron-illuvial podzol	36
4.3.3. Sod carbonate soil	37
4.4. <i>Findings</i>	37
CHAPTER 5. IRON, ALUMINIUM, SILICON AND MANGANISE	
COMPOUNDS IN SOILS	39
M.A. Murashkina, G.N. Koptsik, N.P. Chizhikova	
5.1. <i>Nondeepodzolic soil</i>	40
5.2. <i>Iron-illuvial podzol</i>	41

5.3. <i>Sod carbonate soil</i>	42
5.4. <i>Findings</i>	43
CHAPTER 6. SOIL ACIDITY AND CATION-EXCHANGE PROPERTIES	44
G.N. Koptsik, S.Yu. Livantsova, S.V. Koptsik	
6.1. <i>Organic matter</i>	44
6.2. <i>Soil acidity</i>	44
6.3. <i>Cation-exchange properties</i>	46
6.3.1. Exchangeable bases	46
6.3.2. Cation exchange capacity	47
6.4. <i>Nature and patterns of spatial variability of soil properties in forest ecosystems</i>	47
6.5. <i>Findings</i>	50
CHAPTER 7. SOILS AS A BASE FOR DIVERSITY OF PLANT COMMUNITIES IN FOREST ECOSYSTEMS	51
S.V. Koptsik, G.N. Koptsik, S.Yu. Livantsova, N.A. Berezina, M.G. Vakhrameeva	
7.1. <i>Effects of soil properties on vegetation</i>	51
7.1.1. Soil acidity	52
7.1.2. Nutrients	54
7.1.3. Trees	54
7.1.4. Ground vegetation	55
7.2. <i>Brief description of forest ecosystems</i>	55
7.3. <i>Analysis of vegetation-soil relationships in forest ecosystems</i>	56
7.3.1. Natural meaning of biodiversity indexes	57
7.3.2. Correlation analysis of soil and vegetation relationships	59
7.3.3. Multivariate analysis of soil and vegetation relationships	59
7.4. <i>Findings</i>	60
CHAPTER 8. APPROACHES TO SOIL-ECOLOGICAL MONITORING ORGANISATION IN THE NATIONAL PARK TERRITORY	61
G.N. Koptsik, S.V. Koptsik	
8.1. <i>Principles of soil-ecological monitoring organisation</i>	61
8.2. <i>Selection of monitoring objects</i>	62
8.3. <i>Selection and basis of monitoring parameters</i>	63
8.4. <i>Optimization of soil sampling</i>	64
8.5. <i>Selection and basis of terms and periodicity of soil observations</i>	70
8.6. <i>Approaches to organisation and realization of soil-ecological monitoring in the national park territory</i>	71
8.7. <i>Findings</i>	72
CONCLUSIONS	74
LITERATURE	75

ВВЕДЕНИЕ

Жизнь на Земле неразрывно связана с почвой. Располагаясь и развиваясь на границе соприкосновения и взаимодействия геофизических оболочек планеты – литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы – почва формирует педосферу, или почвенный покров Земли, выполняющий множество глобальных экологических функций. Выдающийся русский геохимик В.И. Вернадский (1965) назвал почву “благородной ржавчиной Земли. “Благородная” потому, что она обладает развитым плодородием, т.е. способностью производить урожай растений; “ржавчина” потому, что почвенный покров является продуктом переработки первозданных горных пород.

Не менее разнообразны и значимы экосистемные функции почв – физические, химические и физико-химические, биологические, информационные. По мнению Г.В. Добровольского и Е.Д. Никитина (1986, 2000), среди них особое экологическое значение имеют три вида общебиологических функций. Это функции почвы как уникальной среды обитания и жизнедеятельности огромного разнообразия видов растений, животных и микроорганизмов. Это функция связующего геохимического звена биологического и геологического круговорота веществ в наземных экосистемах. И наконец, это биологическая продуктивность почв – тонкой поверхностной пленки и в то же время самой продуктивной части биосферы Земли. Поэтому важность изучения и сохранения почв как незаменимого компонента биосферы в целом и экосистем в частности не вызывает сомнений. Такие исследования необходимы, прежде всего, на особо охраняемых территориях, имеющих важное природоохранное, научное, культурное, эстетическое, рекреационное и оздоровительное значение. С этой точки зрения большой интерес представляет территория национального парка «Русский Север» как уникального природного комплекса, отличающегося широким разнообразием растительного и почвенного покрова.

Национальный парк (НП) «Русский Север» расположен на территории Кирилловского района в северо-западной части Вологодской области между 59°43' и 60°18' с.ш. и между 38°09' и 39°00' в.д. и занимает площадь 166.4 тыс. га. Это первый в Вологодской области и один из первых на Европейском Севере национальный природный парк, созданный постановлением Правительства Российской Федерации № 182 от 20 марта 1992 г. 9 октября 1995 г. постановлением Правительства Российской Федерации № 990 национальный природный парк «Русский Север» отнесен к особо охраняемой территории федерального значения и переименован в национальный парк «Русский Север» (<http://oort.info/russev/>). В состав национального парка без изъятия из хозяйственной эксплуатации включены 90.5 тыс. га земель сельскохозяйственного и др. назначения, а 75.9 тыс. га лесов гослесфонда предоставлено парку в пользование. Леса занимают 116.1 тыс. га (69.8% общей площади). Среди нелесных земель преобладают болота – 7.1% и воды – 3.8%.

Парк создан с целью сохранения уникальных природных комплексов Вологодского Поозерья и богатейшего историко-культурного наследия края. В состав парка вошла сеть охраняемых природных территорий разного ранга и назначения - комплексный (ландшафтный) заказник – Шалго-Бодуновский лес, сосновый Сокольский бор, моренно-напорные «горы» Цыпина, Сандырева (Известковая) и Маура, серия охраняемых болот, водоохранные и защитные леса. Наиболее строгий режим охраны создается и обеспечивается в зоне заповедного режима: – Шалго-Бодуновском лесу.

Древнее название этой земли – Белозерье. Охватывало оно огромные пространства от Каргополя на севере до Пошехонья на юге, от Заонежья на западе до Заволочья на востоке. Археологические свидетельства давнего освоения края относятся к V тысячелетию до нашей эры (Скупинова, 1993). Славянское освоение края началось в IX-X веках новгородцами и суздальцами, шедшими по рекам и древним волокам на север, в Поморье. Наиболее активное заселение Белозерья шло в XIV-XVI вв. из центральной Руси, население которой спасалось здесь от монгольских набегов. Территория насыщена памятниками археологии (более 90), истории и культуры мирового значения. Особый интерес представляют Кирилло-Белозерский (1397 г.), Ферапонтов (1398 г., внесен в список объектов Всемирного наследия ЮНЕСКО.), Горицкий (1544 г.) монастыри, Нило-Сорская Пустынь (80-е годы 15 в.) – памятники древнерусского зодчества. В настоящее время разрабатывается план для включения Кирилло-Белозерского монастыря в список объектов Всемирного наследия ЮНЕСКО (Смирнова, 2009). Издревле по территории парка пролегали важнейшие торговые пути. Здесь проходит знаменитая Северо-Двинская водная система – памятник инженерного искусства, построенный в 1825-1828 гг. и включающий 5 искусственных каналов и 7 шлюзов (Низовцев и др., 2009).

При организации НП «Русский Север» предпроектное обследование территории осуществляла экспедиция Вологодского педагогического института, которую возглавляли Е.А. Скупинова и Н.К. Максимова. Выводы экспедиции послужили основой для последующих проектных решений, выполненных институтом «Союзгипролесхоз» в 1988–1991 годах. Согласно этим решениям, территория национального парка была разделена на несколько функциональных зон: 1) строгой охраны; 2) охраны исторического ландшафта; 3) регули-

руемого рекреационного использования; 4) традиционного хозяйственного использования (Воробьев, 1999). В 2004 году утверждено Положение о ФГУ «Национальный парк «Русский Север» с новым функциональным зонированием территории: 1) заповедная, 2) особо охраняемая, 3) познавательного туризма, 4) рекреационная, 5) обслуживания посетителей, 6) хозяйственного назначения, 7) охраны историко-культурных объектов и культурных ландшафтов.

НП «Русский Север» расположен на границе средней и южной тайги. Разнообразие природных комплексов моренно-холмистых, водно-ледниковых и озерно-ледниковых равнин обусловило разнообразие местопрорастаний лесов и их типов на территории национального парка. Наиболее распространены ельники, сосняки, осинники и березняки (Скупинова, 1993; Воробьев, 1999). Своеобразие флоры на территории национального парка обеспечивается сочетанием космополитных, бореальных, сибирских, арктических и европейских видов (Скупинова, 1993; Кузнецов, 2004). В парке зарегистрировано около 1 тыс. видов высших растений – более половины флоры Вологодской области, из них свыше 60 видов относятся к редким (Кузнецов, 2004). Основные древесные породы – ель и сосна – типичны для большей части европейской тайги. В парке встречаются три вида ели: европейская, сибирская и финская. Максимальный возраст сосен достигает 350 лет. Из лиственных пород встречаются 4 вида берез, осина, 2 вида ольхи, 13 видов ив. Заметную роль во флоре играют широколиственные элементы: здесь проходит северная граница ареалов дуба, клена, липы, лещины, яблони лесной. Из видов с европейским ареалом распространены вереск и лобелия Дортмана, колокольчик крапиволистный, цикорий обыкновенный, трясушка средняя, медуница темная, хохлатка плотная, марьянник дубравный и другие. В светлых сосновых лесах можно встретить степные виды (прострел раскрытый, клевер горный, вероника колосистую).

Специальных исследований почв и почвенного покрова на территории парка ранее почти не проводилось. В течение 1998-2005 гг. сотрудниками Биологического факультета и Факультета почвоведения Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова проведены сопряженные исследования растительного и почвенного покрова НП «Русский Север». В ходе полевых работ собраны материалы для характеристики основных типов экосистем коренных (хвойных) и мелколиственных вторичных производных (березняки, осинники) лесов. Наряду с геоботаническими описаниями проведены морфологические описания и диагностика почв. В настоящей монографии представлены результаты почвенных исследований. Изучены гранулометрический, минералогический и валовой химический состав почв, содержание соединений кремния, алюминия, железа, марганца, органического вещества, кислотность и катионообменные свойства почв. Проанализирована взаимосвязь растительности и почв в лесных экосистемах. В работе большое внимание уделено строгим, количественным методам анализа. Рассмотрены подходы к организации комплексного почвенно-экологического мониторинга на территории национального парка.

Работа выполнена на кафедре общего почвоведения Факультета почвоведения МГУ при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-04-49164). Полевые исследования осуществлены в тесном содружестве с Н.А. Березиной, М.Г. Вахрамеевой и Н.К. Шведчиковой (кафедра геоботаники Биологического факультета МГУ), инициировавшими сопряженное изучение растительности и почв на территории парка. Определение минералогического состава тонкодисперсных фракций проведено М.А. Мурашкиной под руководством проф. Н.П. Чижиковой в лаборатории Почвенного института им. В.В. Докучаева РАСХН. Химические анализы выполнены С.Ю. Ливанцовой и А.Г. Булдым под руководством вед.н.с. Г.Н. Копчик в лабораториях Факультета почвоведения МГУ и М.А. Мурашкиной под руководством проф. Р.Дж. Саузарда в лабораториях Факультета земельных, воздушных и водных ресурсов Университета Калифорнии (Дэвис). Математическая обработка результатов сделана С.В. Копчиком (Физический факультет МГУ).

Сбор полевого материала проведен при постоянном содействии главного лесничего, в настоящее время директора НП «Русский Север» А.Л. Кузнецова. Мы благодарны также леснику В.П. Михееву и всем лесникам, инспекторам и водителям, которые сопровождали нас и помогали на маршрутах. Подготовка и издание этой монографии вряд ли могла быть осуществлена без доброжелательного и энергичного содействия ведущего инженера Л.В. Кузнецовой.

ГЛАВА 1. ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

Комплекс природных условий национального парка (НП) «Русский Север» отличается большим разнообразием. Здесь, на водоразделе трех бассейнов стока (Беломорского, Балтийского и Волго-Каспийского), смыкаются ландшафты моренных равнин и гряд, озерно-ледниковых и озерных равнин зандровых поясов конечной зоны валдайского оледенения и плоских водно-ледниковых равнин.

1.1. Климат

Климат на территории НП «Русский Север» умеренно-континентальный, характеризующийся продолжительной холодной зимой (около 5 месяцев), неустойчивой весной, коротким умеренно теплым летом и длительной сырой осенью. Регион входит в состав Восточно-Европейского района Атлантико-континентальной климатической области и отличается господством западного широтного переноса (Борисов, 1958). Обычны вторжения арктического воздуха, поэтому ярко выражена неустойчивость погоды.

Приведенные климатические данные усреднены на основе анализа длительных рядов наблюдений на метеостанциях Чарозера и Кириллова (Климатологический справочник СССР, 1964). Среднегодовая температура воздуха изменяется от $+1.9^{\circ}$ до $+2.3^{\circ}$ (табл. 1.1). Число дней с положительной средней температурой воздуха изменяется от 199 (Чарозеро) до 204 (Кириллов, табл. 1.2). Безморозный период длится от 109 до 121-123 дней (Антипов, 1957; Климатологический справочник СССР, 1964). Первые заморозки наступают 15-20 сентября. Устойчивые морозы начинаются 16-18 ноября, заканчиваются 18-21 марта и продолжаются 121-123 дня. Последние заморозки отмечаются 20-28 мая.

Вегетационный период с температурой выше $+5^{\circ}\text{C}$ начинается 27-29 апреля и продолжается 156-158 дней, а с температурой выше $+10^{\circ}\text{C}$ – 20-23 мая и продолжается 112-114 дней. Сумма активных температур выше $+5^{\circ}\text{C}$ за вегетационный период в среднем равна 1913-2000 $^{\circ}\text{C}$. Сумма температур выше $+10^{\circ}\text{C}$ составляет в среднем 1600 $^{\circ}$ (Агроклиматический справочник..., 1959) и изменяется от 1553 $^{\circ}$ (Чарозеро) до 1652 $^{\circ}$ (Кириллов, Климатологический справочник СССР, 1964). Следует отметить, что продолжительность вегетационного периода заметно колеблется по годам (Овчинникова, 1970). В начале и в конце периода наблюдается временное избыточное увлажнение (Овчинникова, 1970; Кузнецов, 2000).

Среднегодовая температура на поверхности почвы увеличивается от $+2^{\circ}$ (Чарозеро) до $+3^{\circ}$ (Кириллов, табл. 1.3) и составляет $+6.2^{\circ}$ на глубине 40 см (Кириллов, табл. 1.4), снижаясь с глубиной в летние месяцы и возрастающая в сентябре (табл. 1.5). Первые заморозки на поверхности почвы наступают 10-12 сентября, максимальная глубина промерзания составляет в среднем 63 см (Чарозеро) и 57 см (Кириллов, табл. 1.6), а последние заморозки отмечаются 1-6 июня. Безморозный период на поверхности почвы длится 99-105 дней (Антипов, 1957).

Режим увлажнения характеризуется большим количеством осадков, высокой влажностью воздуха и большой облачностью (Агроклиматический справочник..., 1959). Годовая сумма составляет около 760 мм, соотношение между атмосферными осадками и величиной испарения за вегетационный период (гидротермический коэффициент) превышает 1.3. Максимальным увлажнением отличаются наветренные западные и юго-западные склоны. В виде снега выпадает 20-30% осадков, высота снежного покрова в среднем 50-60 см (до 90 см), устойчивый покров держится 163-165 дней (Климатологический справочник, 1964; Кузнецов, 2000).

1.2. Геологическое строение и почвообразующие породы

Геологическое строение территории характеризуется рядом специфических особенностей. В днищах древних долин рек Шексны и Бородавы вскрываются карбонатные огипсованные и окремненные породы ассельского яруса верхней перми. Это коренные отложения, завершающие дочетвертичную толщу осадочных пород, мощность которой превышает 1500 м; Кубенская скважина достигла метаморфических архейских и нижнепротерозойских пород фундамента Русской платформы на глубине 1916 м (Скупинова, 1993).

В четвертичное время вся территория национального парка покрывалась материковыми ледниками, последний из которых – валдайский – оставил небольшую (средняя 8-10 м, максимальная 32-43 м) толщу моренных суглинков, глин и супесей, сформировавших Белозерско-Кирилловскую гряду. Состав, мощность и внешний вид валунных суглинков сильно изменяются в зависимости от влияния местных коренных пород, от условий древнего рельефа, от условий движения и таяния ледника (Соколов, 1957; Скупинова, МаксUTOва, 1998). Широкое распространение на территории национального парка известняков (каменноугольного и пермского возраста) обусловило

богатство валунных суглинков обломками известняков и их карбонатность. Древние впадины нередко были заполнены мощными толщами валунного суглинка. Особенно же значительна его мощность в краевых ледниковых образованиях, по холмистым возвышенностям, возникшим у края ледника (десятки метров).

Помимо ледниковых отложений, представленных преимущественно валунными суглинками, на территории парка широко распространены озерно-ледниковые осадки – ленточные (слоистые) глины и супеси, а также сортированные тонкие и мелкие пески. Они образовались на дне ледниковых водоемов: глины – по более глубоким участкам, пески – по мелким участкам (Соколов, 1957). Нередко ленточные глины сменяются сверху песками, что указывает на постепенное обмеление ледникового водоема.

Более детальные сведения о геологическом строении, коренных и четвертичных отложениях территории можно найти в геологическом очерке, входящем в прекрасные «Очерки природы...» Е.А. Скупиновой и Н.К. Максумовой (1998).

Таким образом, почвообразующими породами на территории национального парка служат преимущественно валунные суглинки, сортированные пески, слоистые ленточные глины ледникового и водно-ледникового происхождения. Современные отложения представлены аллювиальными песками, супесями, суглинками, озерными ленточными глинами, небольшими по площади делювиальными толщами в нижних частях склонов и широко распространенными торфяными залежами.

1.3. Рельеф

Крупные черты рельефа (низины, крупные впадины, плато, повышенные равнины) были заложены еще в доледниковое время и сформировались, главным образом, путем длительного и неодинакового размывания поверхности, сложенной породами различной устойчивости. Однако эрозионная и аккумулятивная деятельность ледников заметно изменила характер крупных форм рельефа. Низины и впадины были сильно углублены, а местами, в низинах и на повышенных участках, были отложены мощные (до 50-100 м) толщи ледниковых и водно-ледниковых отложений, слагающих возвышенности.

Современный рельеф и поверхностные (четвертичные) отложения Вологодской области сформировались под мощным воздействием оледенений – ледников и ледниковых вод, преимущественно стоячих. На большей части территории области сказалось влияние предпоследнего оледенения, и лишь северо-запад области приурочен к полосе последнего оледенения. Поэтому здесь хорошо распространены формы рельефа и отложения ледникового и водно-ледникового (озерно-ледникового) происхождения; на северо-западе много озер, а на остальной территории хорошо развита речная сеть (Соколов, 1957). Долины рек и ручьев наложены преимущественно на ледниковые и озерно-ледниковые формы. Недостаточное развитие эрозионных форм объясняется широким распространением низин, равнин и обширных впадин, а также сравнительной молодостью речной сети и отчасти сплошной облесенностью в прошлом местности. Главные долины располагаются среди низин и обширных впадин, – они врезаются в днище спущенных ледниковых водоемов; часто это неглубокие долины. Долины же боковых рек, притоков, врезаются глубже – в высокие склоны низин, а также в поверхность возвышений.

Современный холмисто-моренный, местами равнинный рельеф территории парка сформирован под воздействием валдайского оледенения. Основная часть территории парка лежит в пределах Белозерско-Кирилловской гряды, разделяющей котловины озер Белого, Воже и Кубенского. Кирилловская гряда представляет собой древний останец пермских известняков, покрытых плащом моренных отложений (Бутузова, 1957). Со всех сторон моренная гряда окружена плоскими озерно-ледниковыми и озерными равнинами, террасами, спускающимися к озерам. Перепады высот на территории парка приближаются к 100 м, самая высокая точка – гора Цыпина.

Специалисты Вологодского государственного педагогического университета выделили на территории национального парка пять основных ландшафтных районов: Белозерский, Кирилловский, Ковжинско-Белозерский, Вожеозерский и Пришекснинский (Разнообразие..., 2007). Небольшой частью на территорию парка заходят также Кубеноозерский и Грязовецкий ландшафтные районы (вкладка, рис. 1). В каждом районе главный процесс рельефообразования имеет свои особенности. Краткое описание их приводится по геоморфологическому очерку, входящему в «Очерки природы национального природного парка «Русский Север» Е.А. Скупиновой и Н.К. Максумовой (1998), и по коллективной монографии под редакцией Н.К. Максумовой (Разнообразие..., 2007).

Наибольшие по площади Белозерский (460 км²) и Кирилловский (480 км²) ландшафтные районы характеризуются сходными морфологической и бассейновой ландшафтными структурами и высоким разнообразием типов урочищ (вкладка, рис. 2-5). Оба ландшафта относятся к редкой для Вологодской области морено-холмисто-озерной региональной группе. Здесь расположены Кирилловская и Белозерская моренные гряды с достаточными перепадами высот, поэтому территория хорошо дренирована. Преобладают мелко- и среднехолмистые возвышенные равнины с холмами высотой до 20 м и крутизной склонов около 10°. В составе слагающей эти холмы морены нередко встречаются щебнистые супеси и суглинки. В ряде мест, например, в окрестностях Кириллова, появляются участки крупнохолмистого рельефа. Холмы тут поднимаются на 15-50 м, а Цыпина гора – на 90 м. Склоны таких холмов – крутые, местами до 40°, поперечник нередко достигает 1.5-2 км. Сложены эти «горы» моренными суглинками, которые часто содержат мощные прослои водно-ледниковых песков, а иногда и останцы

коренных пород (Скупинова, МаксUTOва, 1998). В Кирилловском ландшафтном районе проходит главный водораздел Евразии – между бассейном внутреннего Евроазиатского стока (бассейны р. Шексны – р. Волги – Каспийского моря) и бассейном стока Северного Ледовитого океана (бассейны Кубенского оз. и оз. Воже – Белого моря). Таким образом, в пределах Кирилловского ландшафта выделяется три региональных бассейна. К двум различным региональным бассейнам – р. Шексны и Кубенского оз. – относится и Белозерский ландшафт. В то же время Белозерский и Кирилловский ландшафты имеют ряд различий (Разнообразие..., 2007). Они расположены в разных неотектонических макроблоках, различаются по характеру растительности и степени антропогенной трансформации природно-территориальных комплексов. Кирилловский ландшафт можно отнести к среднетаежной, а Белозерский ландшафт – южнотаетежной подзоне. Белозерский ландшафтный район староосвоенный и сильно трансформированный, тогда как Кирилловский ландшафт освоен позднее и менее преобразован.

Ковжинско-Белозерский и Вожеозерский ландшафтные районы имеют более простую морфологическую и бассейновую ландшафтные структуры и относятся к типичной для Вологодской области озерно-ледниковой группе ландшафтов. Хотя районы и расположены в разных бассейновых геосистемах, они обладают сходной генетико-морфологической структурой. Ковжинско-Белозерский район заходит в пределы парка только небольшой полосой вдоль его западной границы. Ландшафт представляет собой слабонаклоненную к Белому озеру, слаборасчлененную, заболоченную равнину с низкими абсолютными высотами. Большая часть территории относится к бассейну Шексны и Белого озера (Волги, Каспийского моря).

Вожеозерский район занимает около 65 км² на востоке парка, относится к бассейну озера Воже (Белого моря) и приурочен к погребенной доледниковой долине, сформировавшейся на месте крупного опускания земной коры. Сегодня это погружение маркируют котловины озер Лача, Воже, Кубенского, а во время оледенений именно здесь стояли крупные ледниковые языки – Воже-Лачский и Кубенский. После спуска приледникового озера здесь сформировались террасированные озерные котловины с хорошо выраженными абразионными уступами. Перепады высот на основной части равнин не превышают 3 м, плоские поверхности часто заболочены, отдельные моренные холмы, возвышающиеся над окружающим пространством, называются местным населением «островами» (Скупинова, МаксUTOва, 1998).

Пришекнинский ландшафтный район сходен с Белозерским и Кирилловским по разнообразию генетических групп урочищ, но отличается по их доминированию. Пришекнинский район расположен южнее Северо-Двинского водного пути и представляет преимущественно плоскую водно-ледниковую равнину, где чередуются перемытая и переотложенная морена и флювиогляциальные пески и супеси. Поверхность района слабо дренирована и отличается обилием мелких озер и крупных болот. Перепады высот не превышают в среднем трех-пяти метров, слабый (до двух градусов) уклон в сторону Шексны и подпор водами водохранилища привели к прогрессирующему заболачиванию территории (Скупинова, МаксUTOва, 1998). Результаты избыточного увлажнения почв заметны даже на песках Сокольского бора.

1.4. Озера и реки

Озера имеют ледниковое происхождение и занимают чаще всего межхолмовые понижения или долины стока талых ледниковых вод (Скупинова, 1993). Многие озера до сих пор соединены протоками. Это обстоятельство было использовано при строительстве Северо-Двинского водного пути, позволившего по системе рек, каналов и озер – Сиверского, Покровского, Зауломского, Кишемского и Благовещенского – соединить Шексню и Кубенское озеро. Через реку Итку, Воробинские озера и реку Паску к системе Северо-Двинского пути подсоединено одно из красивейших озер национального парка – Бородаевское (вкладка, рис. 3). Оно играет роль водохранилища для Северо-Двинского пути, и поэтому режим его существенно нарушен: при пропусках воды уровень ее понижается более чем на метр, что отрицательно сказывается на экосистеме озера.

Единственная крупная река – Шексна – протекает по западной границе парка. После строительства Череповецкой ГЭС Шексна вошла в состав Волго-Балтийского водного пути и почти утратила естественный режим стока. Регулирование уровня воды в Шексне, озерах Сиверской группы и других озерах привело к его поднятию в среднем на 1.5-2 м и к общему подъему уровня грунтовых вод, сопровождающемуся заболачиванием прилегающей территории.

1.5. Растительность

Территория национального парка относится к Валдайско-Онежской подпровинции Евроазиатской таяжной области и расположена на границе подзон южной и средней тайги. Леса занимают 116.1 тыс. га (69.8% общей площади; Воробьев, 1999). Своеобразие лесов территории определяется пограничным зональным и провинциальным положением в переходной полосе между южной и средней, европейской и сибирской тайгой; расположением в зоне вепсовских конечно-моренных образований, характеризующихся многообразием ландшафтных условий, распространением карбонатных пород и разнообразием почв; поздней и неравномерной освоенностью в прошлом и нарушенностью в настоящем (Афанасьева, 1996).

В современном лесном покрове преобладают хвойные леса (60 процентов покрытой лесом площади), в том числе сосновые (32%) и еловые (28%, Воробьев, 1999). Среди мелколиственных лесов наиболее распространены березняки и осинники (вкладка, рис. 6); сероольшаники занимают лишь 0.5% лесной площади. Среди типов леса преобладает зеленомошная группа (брусничники и черничники). Широко распространены заболоченные леса травяно-болотной и сфагновой группы. При этом в северной части парка более широко представлены ельники черничные и кисличные со значительным участием неморальных видов в травяно-кустарничковом ярусе, а также сосняки сфагновые (Воробьев, 1999). На северо-востоке преобладают заболоченные сосновые и еловые леса. На юге, в более освоенной части национального парка, больше лиственных лесов из березы, осины, серой ольхи. Хвойные леса здесь представлены кислично-черничными ельниками и сфагновыми сосняками. Особенно примечательны два лесных массива – Сокольский бор и Шалго-Бодуновский лес. Большая часть лесов на территории парка – естественные вторичные насаждения; коренные ельники и сосняки почти не сохранились, а искусственные посадки занимают незначительные площади (Скупинова, 1993; Воробьев, 1999). Среди нелесных земель преобладают болота – 7.1%, воды – 3.8%.

1.6. Почвенный покров

В соответствии с почвенным районированием южная часть Белозерско-Кирилловских гряд относится к Среднерусской провинции среднегумусированных, фации умеренно промерзающих, южно-таежной подзоне дерново-подзолистых почв Центральной (Европейско-Западно-Сибирской) таежно-лесной области Бореально-го пояса (Афанасьева и др., 1979; Добровольский, Урусевская, 1984). Согласно результатам более детальных исследований, территория Белозерского ландшафта относится к Белозерско-Кирилловско-Андогскому району дерново-средне-, дерново-слабоподзолистых и дерново-карбонатных суглинистых почв (Дворникова, Петров, 1970). Территория Кирилловского ландшафта относится к Кемскому почвенному району подзолистых и дерново-подзолистых суглинистых почв. Ковжинско-Белозерский ландшафт относится к Двинской провинции среднетаежной подзоны подзолистых почв, Ковжинско-Белозерскому району болотных переходных, торфяно (торфянисто)- подзолисто-глееватых и глеевых и торфяно-глеевых почв. В Вожеозерском ландшафте преобладают подзолистые и болотно-подзолистые почвы на озерно-ледниковых суглинках и супесях; на западе и юго-востоке распространены подзолистые супесчаные почвы на водно-ледниковых отложениях (Разнообразие..., 2007). Пришекснинский ландшафт относится к Пришекснинскому району торфяно-глеевых, торфянисто-подзолисто-глееватых и глеевых и болотных переходных и верховых почв (Дворникова, Петров, 1970).

По мнению В.Д. Васильевской и Т.Д. Шваровой (1985), в центральной части Вологодской области в средней и южной тайге формируются в основном подзолистые почвы, а среди дерново-подзолистых преобладают слабодерновые. Несмотря на признаки интенсификации гумусонакопления в исследованных в Кирилловском районе слабодерново-подзолистых почвах, по ряду показателей (обеспеченности азотом, содержанию агрессивных фульвокислот, свободных и прочносвязанных гуминовых кислот, негидролизующего остатка) они близки к типичным подзолистым почвам. В почвах на карбонатных породах дерновый процесс усиливается.

Согласно мнению большинства исследователей, распространение карбонатной морены и богатство южно-таежных лесов неморальными элементами способствует ослаблению подзолистого процесса и снижению кислотности почв. Здесь преобладают дерново-средне- и слабоподзолистые почвы (Дворникова, Петров, 1970). Заметную роль в почвенном покрове области играют дерново-карбонатные почвы, в основном выщелоченные и оподзоленные. Однако они сравнительно мало распространены под лесной растительностью, встречаясь небольшими площадями под ельниками-кисличниками и переходными к сложным ельникам (Гаврилов, Карпов, 1962; Леса..., 1971). На пологих склонах, выровненных участках, в понижениях обычно формируются глееватые почвы. Распространены также переходные к болотным и болотные почвы разной степени оторфованности и оглеения. Типично болотные почвы развиты незначительно (2% низинного, 1.5% переходного типа; Дворникова, Петров, 1970). Небольшие площади под лугами в поймах рек заняты аллювиальными почвами.

На территории парка избыточно увлажненные почвы занимают более половины лесных почв (Национальные парки России, 1996). В восточной части господствуют подзолисто-, дерново-подзолисто-, перегнойно-подзолисто-глееватые и глеевые почвы. Более дренированные мелкие повышения имеют подзолистые и дерново-подзолистые почвы. В долинах рек и ручьев под лугами развиваются дерново-подзолисто-глееватые и глеевые почвы, а под злаковыми лугами на повышениях – дерново-подзолистые почвы. В центральной части парка почвенный покров развивается под богатыми южно-таежными еловыми лесами на карбонатной морене – здесь преобладают дерново-подзолистые среднесуглинистые почвы под лесами и лугами. В понижениях между холмами располагаются дерново-болотные почвы, но их немного. В южной части преобладают переходные к болотным почвы, чередующиеся с болотными верховыми, а также подзолами, развитыми на водно-ледниковых отложениях.

Нарушения естественной растительности, длительная и сложная история землепользования обуславливают пестроту и фрагментарность почвенного покрова. Несмотря на давность освоения территории почвенный покров и свойства почв национального парка сравнительно мало изучены.

ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Объекты исследования

Объектами исследования послужили наиболее широко распространенные типы почв лесных экосистем национального парка «Русский Север», заметно различающиеся по своим свойствам (табл. 2.1; вкладка, рис. 1). Особое внимание уделяли почвам заповедных зон и ландшафтных памятников природы: Шалго-Бодуновского леса (единственного массива коренных лесов, сохранившегося не только на территории парка, но и в пределах Белозерско-Кирилловских гряд), Сокольского бора (типичного для Пришекснинского ландшафтного района природного комплекса), гор Цыпиной и Мауры (моренных холмов, в основании которых залегают отторженцы пермских пород).

Шалго-Бодуновский лес (1-13 кв. Шалго-Бодуновского лесничества) площадью 1511 гектаров располагается на крайнем северо-западе парка, на границе Кирилловского и Вашкинского районов в истоках реки Ухтомицы. Лес входит в заповедную зону. Здесь сохранились остатки лесов, подобные тем, что в прошлом покрывали территорию национального парка. Это генетический резерват среднетаежных ельников с уникальными элементами южно-таежной флоры, характерными для территории Кирилловского района, но не для Вологодской области. Кемскому ландшафтному району, в пределах которого находится Шалго-Бодуновский лес, присуще сочетание холмисто-грядовых урочищ с волнисто-моренными (Бобровский и др., 1993; Воробьев, 1999). Холмы с перепадами высот до 20 метров чередуются с переувлажненными и заболоченными межхолмными понижениями. Ледниковые отложения во многих местах перекрыты с поверхности песчаными водно-ледниковыми. Все эти факторы способствуют типологическому разнообразию лесов.

Почти 90% лесов составляют хвойные: ельники – 70, сосняки – 20% (Воробьев, 1999). Здесь представлены все типы еловых лесов, характерные для средней тайги. Остальная покрытая лесом площадь занята березняками и осинниками. Преобладают заболоченные, травяно-сфагновые и зеленомошные (черничные) типы леса. Долгомошными типами занято 15% лесов, травяными и приручевыми – совсем небольшая площадь. На вершинах и склонах холмов обычны ельники зеленомошной группы, в подножиях – ассоциации ельников крупнопоротниковых, хвощево-таволговых и аконитово-вейниковых. Межхолмные понижения занимают сфагновые типы леса. Среди возрастных групп наблюдается явное преобладание приспевающих, спелых и перестойных над средневозрастными и молодняками (Бобровский и др., 1993; Воробьев, 1999). Возраст хвойных древостоев во многих выделах превышает 150-170 лет. Заподсоченные сосны начинают выпадать из древостоев, и их место занимает еловый подрост. Эстетические качества леса от этого снижаются, но его устойчивость не уменьшается, и можно предполагать восстановление в будущем естественной структуры хвойных лесов на всей площади заповедного режима.

В Шалго-Бодуновском лесу нами описано 3 разреза. Основной разрез (№ 13) заложен под ельником с сосной чернично-кисличным (13 квартал, 20 выдел). Согласно таксационным описаниям Шалго-Бодуновского лесничества (Проект организации..., 2003), состав древостоя 7Е1С2Б. Возраст ели и сосны 160 лет, березы – 110 лет. Высота древостоя: ель – 21 м, сосна – 22 м, береза – 19 м, диаметр: ель – 22 см, сосна – 26 см, береза – 22 см, 4-ый кл. бонитета. Запас сыrorастущего леса – 230 м³/га. Заложенный здесь разрез 13 вскрывает неглубокоподзолистую остаточнок-карбонатную легкосуглинистую почву на карбонатной морене (см. главу 3). Разрез 11 заложен под сосняком чернично-зеленомошным (13 кв., 5 выдел). В соответствии с таксационными описаниями Шалго-Бодуновского лесничества (Проект организации..., 2003), состав древостоя 4С3Е2Ос1Б. Возраст сосны 160 лет, возраст осины – 110 лет, высота древостоя – 25 м, диаметр – 28 см, запас сыrorастущего леса – 270 м³/га. 3-ий кл. бонитета. Здесь также распространены неглубокоподзолистые остаточнок-карбонатные легкосуглинистые почвы на карбонатной морене. Аналогичные по морфологическому строению почвы (прикопка 12) описаны также под ельником с осинкой черничным неподалеку от осинника разнотравного (13 кв., 22 выдел). Согласно таксационным описаниям Шалго-Бодуновского лесничества (Проект организации..., 2003), состав древостоя осинника 6Ос1Б2С1Е. Возраст осины 95 лет, высота древостоя – 26 м, диаметр – 34 см. 2-ой кл. бонитета, запас сыrorастущего леса – 310 м³/га.

Сокольский бор, относящийся к памятникам природы, находится в Ниловицком лесничестве на берегу Шекснинского (Череповецкого) водохранилища к юго-западу от г. Кириллова. Площадь 800 га. Этот природный комплекс типичен для Пришекснинского геоморфологического района – района плоских или волнистых озерно-ледниковых равнин (Уханов, 1993; Скупинова, Максимова, 1998; Воробьев, 1999). Бор располагается на невысокой песчаной гряде, один из склонов которой обращен к Сокольному болоту, а другой – к водохранилищу. Около

95% площади бора занимают сосняки, главным образом зеленомошники (Воробьев, 1999). В древостоях широко распространена береза, в подросте господствует ель. Преобладают кисличные, брусничные, черничные и вересковые типы леса. Заболоченные сосняки представлены сфагновыми и осоково-сфагновыми типами. Памятник природы испытывает сильное рекреационное воздействие.

В Сокольском бору нами заложен разрез под сосняком зеленомошным (121 квартал, 15 выдел). Согласно таксационным описаниям Ниловского лесничества (Проект организации..., 1990б), состав древостоя 10С. Возраст сосны 45 лет, высота древостоя – 15 м, средний диаметр – 16 см. 2-ой класс бонитета, запас сырораствующего леса – 180 м³/га. Описанный здесь разрез 15 вскрывает подзол иллювиально-железистый поверхностный на озерно-ледниковых песках. Аналогичная почва вскрыта неподалеку припопкой 14 под березняком с сосной и елью костянично-злаково-разнотравным (121 кв. 20 выдел). Состав древостоя 6Б1Ос3С. Возраст березы 70 лет, высота древостоя 23 м, диаметр 22 см, 2-ой кл. бонитета, запас сырораствующего леса – 240 м³/га. (Проект организации..., 2003). Вскипание от соляной кислоты на глубине около 2 м свидетельствует о наличии в песчаной толще карбонатов.

Гора Маура (Кирилловский район, деревня Горицы) – одно из красивейших мест Вологодского края. Площадь 87,4 га (Уханов, 1993). Расположена на левом берегу реки Шексны и представляет собой крупный холм, образованный мореной напора. В основании холма залегают отторженцы пермских пород. Его склоны и вершина покрыты еловым лесом, чередующимся с суходольными лугами. В связи с распространением темных ельников название «Маура» переводят иногда как «Черная гора» (Вологодская область..., 1999). В настоящее время ельники сильно прорежены. С вершины горы Мауры открывается величественный и живописный вид на реку Шексну, город Кириллов и его окрестности. Согласно преданию, с вершины этой горы преподобный Кирилл увидел место будущей обители, известной ныне во всем мире как Кирилло-Белозерский монастырь. Здесь, у камня преподобного Кирилла водружен крест и сооружена часовня в честь преподобных Кирилла Белозерского и Ферапонта – покровителей здешних мест.

В Библиотеке Конгресса США сохранилась коллекция цветных снимков выдающегося русского фотографа С.М. Прокудина-Горского, сделанных во время его путешествия по Мариинской водной системе в начале XX века (<http://www.uni-vologda.ac.ru/~c3c/Prokudin-Gorsky/index.htm>). На photographиях – виды на г. Кириллов и Горицкий монастырь с горы Мауры. Почти все пространство до самого Кириллова занято угодьями – огородами, полями, пашнями. В деревне Загорье около десятка домов, в километре от Загорья – деревня Богатырево. Теперь тут все заросло лесом, а от деревень практически не осталось следов.

Согласно таксационным описаниям Горицкого лесничества (Проект организации..., 2003) на горе Мауре на площади 13 га распространены чистые ельники. Состав древостоя 7Е2Е1Ос+Б+С, высота древостоя 23 м, диаметр 26 см, возраст 90-140 лет. 3 кл. бонитета, запас сырораствующего леса – 170 м³/га. В верхней части склона горы Мауры нами описана слабодерново-поверхностноподзолистая слабодифференцированная супесчаная почва на супесчаных отложениях, подстилаемых карбонатной мореной под ельником кисличным, на выположенной средней части склона – старокультурная дерново-неглубокоподзолистая остаточная-карбонатная почва на карбонатной морене под ельником с рябиной неморальным, а у подножия – дерново-карбонатная типичная почва на карбонатной морене под лугом васильково-клеверово-разнотравным (см. главу 3).

Цыпина гора (Кирилловский район, окрестности села Ферапонтово) – самая высокая на территории национального парка. Ее абсолютная высота 210 м, относительная высота – около 80 м. Площадь 325 га (Уханов, 1993). Как и гора Маура, это – редкий для области природный комплекс: крупный холм, сформированный мореной напора. Согласно результатам историко-географического анализа характера землепользования в окрестностях Ферапонтова, полученным сотрудниками Института географии РАН Н.А. Кориной и Е.К. Дайнеко, Цыпина гора некогда была «лысой», безлесной – на ее плоской вершине и пологих склонах размещались пашни (Скупинова, Максимова, 1998). Действительно, в стародавние времена склоны Цыпиной горы активно использовались жителями когда-то крупных деревень Леушкино, Загорье, Оденьево в качестве выпасов для скота, пашень, сенокосов. По наблюдениям Н.А. Березиной (перс. сообщ.), свидетельством сельскохозяйственного прошлого служит обогащение торфяных залежей у подножия горы тонкодисперсными минеральными частицами вследствие развития эрозионных процессов. В настоящее время склоны холма покрыты березово-осиновыми лесами и суходольными лугами. Под ними нами описаны дерново-карбонатные почвы (разрез 6). Согласно В.П. Уханову (1993), на восточном склоне Цыпиной горы встречаются мало распространенные в области дерновые мощные карбонатные почвы. С вершины горы открывается красивая панорама на окружающую холмистую равнину с обширными массивами лесов, островками лугов и полей, озерами.

Наряду с почвами заповедных зон и ландшафтных памятников природы описаны и детально изучены также неглубокоподзолистая легкосуглинистая почва на моренных суглинках под ельником медуницево-снытево-кисличным вблизи д. Окулово и бурая лесная тяжелосуглинистая почва на карбонатной морене под ельником грушанково-костяничным на берегу Бородаевского озера (табл. 2.1). Кроме этого, описано морфологическое строение почв ряда лесных и луговых экосистем (см. гл. 3).

2.2. Методы исследования

2.2.1. Полевые методы

В ходе полевых исследований проведены морфологические описания и диагностика почв, отбор почвенных образцов. Изучение почв велось профильным методом. Морфологическое строение почв было описано в 18 разрезах и прикопках, охватывающих основные типы почв территории парка. Определение окраски горизонтов проводили с помощью альбома «Стандартные цветовые шкалы для полевого определения и кодирования окраски почв» (Андропова, 1992). Плотность сложения твердой фазы определяли буровым методом (Вадюнина, Корчагина, 1986). Названия почв даны по Классификации... (1977), для сравнения приведены названия по Классификации... (2004). Смешанные образцы почв были отобраны из шести разрезов по генетическим горизонтам до почвообразующей породы (Гришина и др., 1991).

Для оценки пространственной изменчивости растительности в каждом из шести выбранных биогенотопов (БГЦ) в соответствии с рекомендациями международных программ комплексного мониторинга (Гришина и др., 1991; International Co-operative Programme..., 1989; Manual for Integrated Monitoring, 1993) было заложено по 10 пробных площадей (25·25 м для древостоя, 10·10 м для кустарников, травяно-кустарничкового и 1·1 м для мохового ярусов), где проведены описания по общепринятым геоботаническим методикам. Принято, что усредненное по 10 площадям описание древесного яруса характеризует все площадки травяно-кустарничкового и мохового ярусов. При описании последних учитывали обилие как основной признак, отражающий фитоценотическую роль отдельных видов. В качестве показателя обилия определяли проективное покрытие, которое наиболее полно характеризует роль вида как ценобионта.

Для характеристики пространственного варьирования свойств почв и их связи с растительностью с тех же площадок, на которых проводили геоботанические описания, были отобраны образцы трех верхних генетических горизонтов почв. Образцы трех верхних горизонтов были взяты методом систематического отбора из центра 10 квадратов площадью 10·10 м в пределах каждого участка. Образцы были также взяты из почвенных разрезов по генетическим горизонтам до почвообразующих пород.

2.2.2. Аналитические методы

Воздушно-сухие образцы просеивали через сито с отверстиями размером 2 мм. Аналитическая характеристика почв осуществлена с помощью комплекса методов: валовой химический состав – на рентгеновском флуоресцентном спектрометре VRA-30; гранулометрический анализ – методом пипетки по Н.А. Качинскому, состав соединений железа, алюминия, кремния и марганца – экстракцией дитионит-цитратом (по Мера-Джексона), оксалатом (реактивом Тамма) и пиродифосфатом натрия (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 1996), pH – потенциометрически, содержание обменных оснований (Ca, Mg, K, Na) – по методу Пфеффера в модификации Молодцова и Игнатовой (Воробьева, 1998), содержание углерода (C) в подстилке – сухим сжиганием, в минеральных горизонтах – по методу Тюрина, содержание азота (N) – по Кьельдалю. Ниже приводим детальное описание аналитических методов исследования почв.

При изучении **химико-минералогического состава илистых и тонкопылеватых фракций** фракции ила (<0.001 мм), тонкой (0.001-0.005 мм) и средней пыли (0.005-0.01 мм) были выделены по генетическим горизонтам почв по методу Н.И. Горбунова (1963). Для проведения рентгеносъемки готовили ориентированные препараты. Небольшое количество полученной фракции (0.02 г) растирали в агатовой ступке с 0.4 мл воды и высаживали на покровное стекло 18х18 мм² с помощью капиллярной трубки. Снимали препараты в воздушно-сухом (20°C) состоянии, прокаленные в течение 2 часов при 550°, насыщенные этиленгликолем в эксикаторе. Значения углов рефлексов определяли по калибровочной шкале. Расшифровку рентгенограмм проводили по общепринятым руководствам (Горбунов и др., 1952; Горбунов, 1963; Рентгеновские методы..., 1965; Гиллер, 1966; Костов, 1971; Градусов, 1976).

Полуколичественная оценка содержания глинистых минералов в почве была осуществлена по методике Biscaye (1964). Измеряли относительные площади дифракционных максимумов в области 7.0, 10.0 и 17.0-18.0 Å° на рентгенограммах насыщенных этиленгликолем препаратов, что соответствует интенсивностям первых базальных рефлексов соответственно каолинита и хлорита, гидрослюда и смешаннослойных образований со смектитовыми и слюдястыми пакетами. Затем были рассчитаны величины площадей дифракционных пиков к их сумме с поправкой на структурные факторы. Для гидрослюда использовали пересчетный коэффициент 4, для 7.0 Å° рефлекса каолинита и хлорита – 2, для смектитового компонента – 1.

Для анализа изменений минералов и смешаннослойных образований илистой и тонкодисперсной фракций, а также для учета небольших кристаллохимических изменений минералов были измерены интенсивности пиков и пересчитаны в проценты от суммы всех интенсивностей.

Химическое фракционирование железа, алюминия, кремния и марганца проводили по методикам (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 1996). Интенсивная разработка аналитических методов в почвоведении США в середине прошлого века было во многом обусловлено требованиями практики. Дело в том, что американская классификация почв опирается на количественные характеристики. Так, одним из критериев классификации почв порядка Сподосол (Spodosols) с доминирующим подзолистым почвообразовательным процессом было количество же-

леза, экстрагируемое с помощью дитионит-цитрата (Soil Survey Staff, 1975). История развития методов извлечения свободных соединений железа из почвы рассмотрена в (Aguilera, Jackson, 1953; Mehra, Jackson, 1960). Современные методы основаны на применении дитионита натрия в качестве восстанавливающего агента (Deb, 1950). Агуилер и Джексон (Aguilera, Jackson, 1953) извлекали железо с помощью многократной экстракции 0.3 М раствором цитрата натрия как комплексообразователя для железа и буфера, препятствующего изменению pH, при 15-минутном нагревании. Для оптимального эффекта Мера и Джексон (Mehra, Jackson, 1960) рекомендовали извлечение при pH 7.3, поддерживаемого с помощью бикарбоната натрия. Однако эти рекомендации базировались на теоретических рассуждениях и не были подкреплены экспериментальными данными. Модифицированная методика (Kilmer, 1960), разработанная для лабораторий почвенной съемки США и применяемая там с 1951 года, заменяет 15-минутное нагревание при 80°C на 16-часовое встряхивание образцов в 5% растворе дитионита натрия при комнатной температуре. Эта методика дает удовлетворительные результаты для почв с низким содержанием железа, но не извлекает железо полностью из обогащенных им почв (Holmgren, 1967). Позднее дитионит-цитратный метод был усовершенствован путем введения цитратного буфера перед 16-часовым встряхиванием (Holmgren, 1967). Было показано, что дополнительное количество цитрата так же эффективно в качестве буфера, как и бикарбонат натрия. На основании экспериментальных данных были установлены широкие пределы условий, пригодных для экстракции: от 0.5 до 4 г дитионита и от 5 до 20 г цитрата. Для создания оптимальных условий, обеспечивающих полное восстановление трехвалентного железа и хорошо забуференную систему с достаточно высоким для предотвращения разложения дитионита pH, предложено использовать 20 г цитрата и 2 г дитионита (Holmgren, 1967). Возможность использования автоматической пипетки, флоккулянтов для коагуляции коллоидов и нестрогих количеств реагентов привело к ускорению процедуры, применяемой в лабораториях почвенной съемки США с 1964 г. В настоящее время многие лаборатории мира вместо дитионит-цитрат-бикарбонатной экстракции по Мера-Джексону успешно используют этот модифицированный метод (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 1996). Показано, что с его помощью обычно экстрагируется примерно такое же количество железа, как и в результате однократной экстракции дитионит-цитрат-бикарбонатом (Borggaard, 1988). По другим данным (Dahlgren, перс. сообщ.) оба метода дают сходные результаты.

Для извлечения растворимых в дитионит-цитрате соединений (Fe_d , Al_d , Si_d и Mn_d) к навеске почв 2-2.5 г добавляли 2 г сухого порошка дитионита натрия (для обеспечения полного восстановления трехвалентного железа), 40 мл 0.3 М раствора цитрата натрия и доводили объем до 125 мл (соотношение почва : раствор 1:50). Суспензии встряхивали в течение 16 часов, затем разбавляли водой до 250 мл (соотношение 1:100) и центрифугировали с добавлением 2-3 капель 0.4% флоккулянта Superfloc-16 в течение 10 мин при 2000 об/мин.

Оксалаторастворимые соединения (Fe_o , Al_o , Si_o и Mn_o) извлекали с помощью обработки почвы реактивом Тамма (0.2 М, pH 3) в соотношении 1:100. Суспензии встряхивали в темноте в течение 4-х часов и затем центрифугировали (15 мин, 2000 об/мин). Для извлечения пирофосфаторастворимых соединений (Fe_p , Al_p , Si_p и Mn_p) использовали 0.1 М раствор пирофосфата натрия (pH 10) при соотношении почва : раствор 1:100. Суспензии встряхивали в течение 16 часов и центрифугировали 15 мин при 2000 об/мин. Разбавленные центрифугаты анализировали методом спектроскопии индуктивно связанной плазмы на Thermo Jarvell Ash (Thermo Corp.) IRIS Advantage.

Для характеристики степени трансформации железосодержащих минералов и степени аккумуляции железа в иллювиальных горизонтах использовали соотношение Fe_d/Fe_b (Rebertus, Buol, 1985). Наличие имоголита оценивали по соотношению $(\text{Al}_o - \text{Al}_p)/\text{Si}_o$ (Farmer et al., 1983; Parfitt, Childs, 1988).

Содержание карбонатов в почвах определяли манометрическим методом. Навеску почвы обрабатывали 2 М (6 М в случае дерново-карбонатной почвы) раствором HCl, количество выделенного CO_2 измеряли с помощью ртутного манометра. Содержание карбонатов, эквивалентное CaCO_3 , рассчитывали с помощью стандартной кривой (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 1996).

Показатели и методы оценки кислотности и катионообменных свойств почв. *Кислотность* – способность почвы проявлять свойства кислот, или доноров протонов (Воробьева, 1995). В настоящее время различают следующие формы и виды почвенной кислотности: 1) актуальная кислотность; 2) потенциальная кислотность, которая подразделяется на обменную и гидролитическую. *Актуальная кислотность* связана с активностью ионов H^+ в жидких фазах почв. Она обусловлена такими компонентами почвенного раствора как свободные органические кислоты, соединения, содержащие кислые функциональные группы, а также рядом других компонентов. Степень кислотности почвенных растворов, вытяжек и суспензий оценивают величиной pH (отрицательный логарифм активности ионов водорода в растворе). Вклад компонентов в формирование актуальной кислотности зависит от степени выраженности кислотных свойств (константы кислотности) и содержания каждого компонента почвенного раствора.

Потенциальная кислотность – это показатель, характеризующий количество кислотных компонентов в почве. Потенциальную кислотность подразделяют на два вида: обменную, обусловленную ионами водорода и алюминия, вытесняемыми из ППК небуферным раствором нейтральной соли, и pH-зависимую или гидролитическую, определяемую при взаимодействии почвы с гидролитически щелочной солью. В последнем случае обычно имеют в виду не собственно pH-зависимую (гидролитическую) кислотность, а ее сумму с обменной, т.е. общую кислотность. В зарубежной литературе чаще используется понятие «необменная кислотность», которую находят по разности между общей и обменной кислотностью.

Катионообменная способность – свойство почвы обменивать некоторую часть содержащихся в твердых фазах катионов на эквивалентное количество катионов, содержащихся в соприкасающемся с ней почвенном растворе (Воробьева, 1995). Материальным носителем катионообменной способности является *почвенный поглощающий комплекс (ППК)* – совокупность органических, минеральных и органоминеральных компонентов твердой части почвы, обладающих ионообменной способностью (Орлов, 1992). Важнейшая характеристика ППК почвы – *емкость катионного обмена (ЕКО)* – общее количество катионов, удерживаемых почвой и способных к замещению на катионы другого рода (Толковый словарь по почвоведению, 1975; Воробьева, 1998). ЕКО существенно зависит от pH почвенного раствора, а также от гранулометрического состава почв и строения веществ, входящих в ППК. Величина ЕКО определяется числом отрицательных зарядов, приходящихся на единицу массы или поверхности ППК, и может быть оценена количеством вещества отрицательных зарядов ППК в единице массы почвы или количеством вещества положительных зарядов обменных катионов, компенсирующих отрицательные заряды ППК, или количеством вещества эквивалентов обменных катионов (Орлов, 1992; Воробьева, 1998). В почвоведении также широко используется термин *обменные основания* – совокупность катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} и K^{+} , поглощенных почвой обменным путем. *Степень насыщенности ППК основаниями (СНО)* отражает долю обменных оснований в ППК и выражается в процентах от общей емкости катионного обмена.

Аналитические методы определения кислотности и катионообменных свойств почв отличаются большим разнообразием и нуждаются в унификации (Воробьева, 1998; Forest Soil Conditions in Europe, 1997). Так, для определения актуальной кислотности в России используют 1 М раствор KCl, вытесняющий кислотные компоненты из почвенного поглощающего комплекса (ППК); при этом величина pH_{KCl} зависит как от актуальной, так и от обменной кислотности. Во многих странах pH определяют в 0.01 М растворе CaCl_2 , более близком по составу и концентрации к почвенному раствору. Значения pH_{KCl} могут быть на 1.5-2, а $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ – на 0.5 единицы ниже, чем $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ (Воробьева, 1998).

Нет единства и в методических аспектах определения катионообменных свойств. Многочисленные исследования показали, что величина ЕКО почв не является постоянной и зависит от дисперсности почвенной массы, химического и минералогического состава ППК, pH, концентрации и состава раствора, содержащего катион-вытеснитель, свойств противоионов, температуры, и, следовательно, метода определения (Пинский, 1997; Поздновский и др., 1986; Соколова, 1993 и др.). Поэтому при оценке катионообменных свойств почв определяют реальную, или эффективную ($\text{ЕКО}_{\text{эфф}}$), и стандартную ($\text{ЕКО}_{\text{ст}}$) емкости катионного обмена (Воробьева, 1998). $\text{ЕКО}_{\text{эфф}}$ определяют в близких к реальным кислотно-основным условиям с помощью небуферных растворов нейтральных солей; обычно ее находят по сумме обменных катионов или по сумме обменной кислотности и обменных оснований. $\text{ЕКО}_{\text{ст}}$ определяют с помощью буферных растворов нейтральных солей; в России для этой цели используют 0.1 М раствор BaCl_2 с pH 6.5, часто $\text{ЕКО}_{\text{ст}}$ определяют при pH 7.0 (Воробьева, 1998).

На практике $\text{ЕКО}_{\text{эфф}}$ обычно находят суммированием количества обменных оснований и обменной кислотности, определенных зачастую в вытяжках разного состава и концентрации. Для характеристики кислотности, расчета ЕКО и степени насыщенности основаниями ППК кислых ненасыщенных лесных почв в литературе часто используют данные по гидролитической кислотности, определенной в буферном растворе уксуснокислого натрия с pH 8.2 (Подзолистые почвы..., 1980, 1981). Характеризуя общее количество сильных и слабых кислотных компонентов, определенное при заданных значениях pH, эти данные обеспечивают выявление общих закономерностей изменения кислотности и катионообменных свойств в широком ряду лесных почв. Однако они не дают адекватного представления о реальных величинах этих свойств в близких к природным условиям pH. Это затрудняет корректную оценку экологического качества лесных почв и прогноз его изменения под воздействием естественных и антропогенных факторов. Сравнение определенных разными методами показателей, особенно в случае больших массивов информации, используемых в современных базах данных, может привести к ошибочным выводам.

По мнению Д.Л. Пинского (Пинский, 1997), “наиболее близким к правильному экспериментальному решению данного вопроса является использование растворов солей со значениями pH, соответствующими величинам ... pH конкретных образцов почв”. Это решение оптимально при углубленном исследовании механизмов процессов, однако, проблематично при проведении массовых анализов и/или мониторинга почв, требующих единых методологических и методических приемов как в национальном, так и в международном масштабах.

Такое положение свидетельствует о необходимости разработки и применения современных унифицированных методов определения катионообменных свойств лесных почв. В кислых лесных почвах, характеризующихся преобладанием pH-зависимых зарядов, при определении обменных катионов и $\text{ЕКО}_{\text{эфф}}$ следует, по видимому, использовать методы, имитирующие природные условия pH и ионной силы. С этой целью для вытеснения обменных катионов возможно применять небуферные растворы нейтральных солей невысокой концентрации, например 0.1 М раствор BaCl_2 . Именно такой метод рекомендован для проведения почвенных исследований при мониторинге лесных экосистем (Гришина и др., 1991; International Co-operative Programme..., 1989; Manual for Integrated Monitoring, 1993) и широко используется в европейских странах (Forest Soil Conditions in Europe, 1997). Следует заметить, что при комплексометрическом определении Ba титруется вместе с Ca и Mg, поэтому использование раствора BaCl_2 для вытеснения обменных катионов в России лимитируется возможностями последующего инструментального определения количества вытесненных обменных оснований. Не претендуя на

полноту изложения, авторы считают необходимым путем сравнения полученных разными методами результатов лишний раз привлечь внимание к проблеме методического обеспечения почвенного мониторинга. Это особенно актуально при проведении почвенно-экологического мониторинга в условиях активизации международного сотрудничества в области изучения и охраны окружающей среды, обостряющего проблему сопоставимости результатов и методов полевого и лабораторного исследования почв.

При химическом анализе почв национального парка pH измеряли потенциометрически в H_2O - и 0.01 M $CaCl_2$ -суспензиях при соотношении почва:раствор 1:2.5 для минеральных горизонтов и 1:25 для подстилок. Определение pH_{KCl} , обменной кислотности, содержания обменных водорода и алюминия проводили в одной аликвоте после однократной обработки 1 M раствором KCl (Воробьева, 1998), титрование вели до pH 7.0 (участки мониторинга) и 8.2 (основные разрезы) по показанию pH-метра. Обменную и pH-зависимую кислотность определяли также в солевых вытяжках после исчерпывающего вытеснения 1 M растворами NH_4NO_3 и CH_3COONH_4 (pH 7.0) соответственно (Ogner et al., 1991). Навеска составляла 5-10 г для минеральных горизонтов и 2.5 г для подстилок, вытеснение проводили многократно, общий объем вытяжки составлял 250 мл. Титрование вели 0.05 M раствором NH_4OH до pH 7.0 (Ogner et al., 1991). Следует отметить, что термины «гидролитическая» (Подзолистые почвы..., 1980, 1981) или «pH-зависимая» (Воробьева, 1998) кислотность, традиционно употребляемые для характеристики суммы обменной и необменной кислотности, характеризует фактически лишь величину необменной кислотности. С этой точки зрения более целесообразным было бы использование термина «общая» кислотность, более корректно отражающего искомое понятие (Manual for Integrated Monitoring, 1993).

Содержание обменных оснований (Ca, Mg, K, Na) определяли по методу Пфедфера в модификации Молодцова и Игнатовой (Воробьева, 1998). Емкость катионного обмена (ЕКО) рассчитывали как сумму обменных оснований и общей кислотности, определенных при pH 7.0 ($EKO_{7.0}$). Степень насыщенности основаниями рассчитывали как долю суммы обменных оснований в $EKO_{7.0}$. Определение стандартной емкости катионного обмена ($EKO_{6.5}$) проводили по методу Бобко-Аскинази в модификации Алешина (Воробьева, 1998).

2.2.3. Методы математической обработки

Статистическую обработку результатов проводили методами **описательной статистики**. Достоверность различий средних оценивали традиционным методом, предполагая нормальность распределения свойств почв, и по непараметрическому критерию Вилкинсона, поскольку некоторые свойства не описываются нормальным распределением. Наряду с традиционными приемами описательной статистики был использован корреляционный анализ.

В качестве показателя видового разнообразия фитоценозов использовали **видовое богатство**, выраженное в логарифмическом масштабе (подробнее см. гл. 7.3.1). Кроме того, вычисляли **индекс Шеннона-Уивера** и **индекс выравнинности видов** – наиболее распространенные показатели, оценивающие структуру сообществ путем сопоставления характеристик входящих в него видов (Уиттекер, 1980).

Для анализа взаимосвязи почв и растительности использован **метод главных компонент**, позволяющий привести исходные данные в пространство меньшей размерности и тем самым исключить избыточные данные. Совокупность двух сопряженных ординационных диаграмм – близости участков и корреляции свойств – представляет аппроксимированные данные в сжатой графической форме. Анализировали показатели, характеризующие разнообразие растительного покрова 10 пробных площадей в шести фитоценозах: видовое богатство, индекс Шеннона-Уивера и индекс выравнинности видов для древесного, кустарникового, травяно-кустарничкового и мохового ярусов. Ординационные диаграммы этих 12 показателей, имеющих однородный естественный (фитоценотический) смысл и единый логарифмический масштаб, и рассматриваются как единая характеристика разнообразия видов.

Определенные на тех же пробных площадках почвенные характеристики (мощность, запасы и потери при прокаливании подстилки, мощность горизонта А и содержание в нем углерода и азота, pH_{H_2O} , pH_{CaCl_2} , обменная кислотность, содержание обменного алюминия, обменных оснований и степени насыщенности ими подстилки, верхнего М1 и нижележащего М2 минеральных горизонтов) как разнородные, имеющие качественно различный естественный смысл и по отношению к показателям видового разнообразия, и между собой, были проанализированы в качестве внешних переменных.

Взаимосвязь растительности и почв исследована как корреляционная зависимость ординационной диаграммы показателей видового разнообразия от свойств почв, т.е. как взаимное расположение показателей видового разнообразия растительного покрова в пространстве двух первых ГК и аппроксимированных почвенных переменных. Используемая техника анализа подробно рассмотрена в наших предыдущих работах (Копщик и др., 1999, Копщик, Копщик, 2000). Для выяснения естественного экологического смысла осей максимального варьирования привлекали прямой градиентный анализ и традиционный корреляционный анализ.

Графические ординационные диаграммы, являясь удобным приближенным средством приведения больших многомерных матриц показателей разнообразия фитоценозов и почвенных свойств в пространство двух измерений, можно рассматривать как краткую визуализацию состояния лесных БГЦ. С другой стороны, получаемое при этом объективное структурирование почвенных и растительных данных можно рассматривать как одно из средств системного анализа сложнейшей картины состояния лесных БГЦ.

древостоя 7Е1С2Б. Сомкнутость крон 0.6-0.7. Высота древостоя 22-25 м, диаметр 25-35, до 60 см. Возраст ели до 100 лет. Подрост состоит преимущественно из ели (*Picea abies* (L.) Karst.), единично встречаются рябина (*Sorbus aucuparia* L.), береза (*Betula pendula* Roth.), осина (*Populus tremula* L.). Кустарниковый ярус представлен только редкой крушиной (*Frangula alnus* Mill.). Травяно-кустарниковый ярус представлен типичными бореальными видами: черникой (*Vaccinium myrtillus* L.), линнеей (*Linnaea borealis* L.), кислицей (*Oxalis acetosella* L.) и костяником (*Rubus saxatilis* L.). Моховый покров состоит из *Pleurozium Schreberi* и *Dicranum polysetum* с примесью *Dicranum scoparium*.

OL	0-1 см	Светло-бурый, рыхлый, состоящий преимущественно из слаборазложившихся остатков хвои, ветвей, шишек, коры, почечных чешуек ели с примесью хвои сосны и листьев березы.
OF	1-4 см	Бурый, влажный, состоящий из полуразложившихся растительных остатков, густо переплетенный корнями кустарничков, пронизанный грибными гифами.
OH	4-6(7) см	Темно-бурое, сильноразложившееся, аморфное однородное органическое вещество, в нижней части с небольшой примесью зерен кварца, отмытых от глинистых и железистых пленок.
Е	6-25(27) см	Мучнисто-белесый, влажный, слаболипкий, очень слабопластичный легкий суглинок. Структура пластинчатая, четкая. Переход к следующему горизонту ясный, граница мелкоязычковатая.
В1	25-38 см	Красновато-бурый с желтоватым оттенком, влажный, слаболипкий, слабопластичный, мелкопористый средний суглинок. Структура мелкоглыбистая, структурные отдельности покрыты глинистыми кутанами. Переход заметный, граница волнистая.
В2	38-61 см	Красновато-коричневый, влажнее горизонта В1, умеренно липкий, умеренно пластичный, плотный тяжелый суглинок. Структура мелкоглыбисто-призматическая. По граням структурных отдельностей глянцевые глинистые пленки одного цвета с внутripедной массой. Переход постепенный, граница ровная.
ВСса	61-70 см и гл.	Красновато-коричневый, влажный, умеренно липкий, слабопластичный, плотный тяжелый суглинок. В верхней части в небольшом количестве, глубже обильно встречаются желтые, мучнистые, сильно выветрившиеся валунчики карбонатов, пропитанные глинистым материалом, слабо вскипающие от HCl. Мелкозем не вскипает. Структура глыбистая. По граням структурных отдельностей разветвленные дендриты.

В отличие от неглубокоподзолистой почвы под ельником аналогичная почва под сосняком характеризуется палевой прокраской верхней части элювиальной толщи (Е1), свидетельствующей о меньшей интенсивности выноса соединений железа (вкладка, рис. 7). Лишь на границе с иллювиальной толщей образуется осветленный, окрашенный в яркие белесые тона слой без явных признаков оглеения (Е2). Образование этого слоя связано, видимо, с временным застоянием влаги на контакте легкого суглинка с более тяжелым.

Разрез 11. **Неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная легкосуглинистая почва на карбонатной морене.** Вершина моренной гряды. Шалго-Бодуновское лесничество, 13 кв., 5 выдел. Сосняк чернично-зеленомошный, возраст 160-180 лет. Состав древостоя 7С3Е. Сомкнутость крон 0.5-0.6. Высота древостоя: сосна 30-35, ель 20-25 м, диаметр: сосна 40-60, ель 33 см. Возраст 125-150 лет. В травяно-кустарниковом ярусе доминирует черника, со-доминанты – майник, брусника, зеленые мхи (*Dicranum scoparium*, *Hylocomium splendens*, *Pleurozium Schreberi*, *Ptilium crista-castrensis*).

О	0-6 см	Мощная подстилка типа мор, грубая, состоящая из разной степени разложения остатков хвои, ветвей, шишек, коры сосны, кустарничков, мхов, дифференцированная на листовую, ферментативный и гумусовый подгорizontы.
Е1	6(7)-21 см	Влажный, палевый с белесым оттенком, тонкий слой (1 см) под подстилкой прокрашен в бурый цвет за счет вымываемого органического вещества, легкосуглинистый, с выраженной горизонтальной делимостью, корней мало, переход ясный по окраске, граница мелкоязычковатая.
Е2	21-26 см	Влажный, белесый, мучнистый, легкосуглинистый, хорошо выражена горизонтальная делимость, редкие корни, переход ясный по окраске, граница мелкоязычковатая. Вероятно периодическое застоянием влаги на контакте с утяжеленной иллювиальной толщей.

B1	26-48 см	Влажный, белесовато-охристый с красным оттенком, ржавыми пятнами, средне-суглинистый, структура мелкоглыбистая, видны единичные корни, переход заметный по окраске, плотности и гранулометрическому составу.
B2	48-64 см	Сырой, красно-коричневый, тяжелосуглинистый, по граням структурных отдельных глинистые кутаны, видны мельчайшие включения слюды, липкий, плотный, переход постепенный по окраске.
BCca	64-75 см и глубже	Сырой, красно-коричневый, более рыхлый, тяжелосуглинистый, видны карбонаты белого цвета, отдельные каменистые включения желтого цвета до 4-5 см в диаметре, разветвленные корешки между структурными отдельностями. Карбонаты вскипают, мелкозем не вскипает от HCl.

Прикопка 12. *Неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная легкосуглинистая почва на карбонатной морене.* Шалго-Бодуновское лесничество, кв. 13, выдел 22. Ельник с осинной черничный. Состав древостоя 7ЕЗОс ед.С. Сомкнутость крон 0.7-0.8. Высота древостоя до 30 м (ель 20-25, осина 30, сосна 25 м), диаметр: осина 115 см, сосна 64 см. В травяно-кустарничковом ярусе преобладают черника (*Vaccinium myrtillus* L.), ландыш майский (*Convallaria majalis* L.) и костяника (*Rubus saxatilis* L.).

О	0-3(4) см	Лесная подстилка представлена остатками листьев и ветвей осины, хвои, ветвей, коры, шишек ели, остатков трав разной степени разложенности и отличается меньшей мощностью по сравнению с таковой в сосняке и ельнике.
Е	3(4)-23 см	Влажный, белесый, местами охристые пятна, легкосуглинистый, структура пластинчатая, видны мелкие внутриагрегатные поры, корней мало, переход заметный по окраске и плотности, граница мелкоязычковатая.
B1	23-38 см и глубже	Влажный, красновато-бурый с желтоватым (рыжим) оттенком, среднесуглинистый, структура мелкоглыбистая, структурные отдельности покрыты глинистыми кутанами и пронизаны мелкими порами, встречаются единичные корни.

Близкое морфологическое строение свойственно почвам, вскрытым разрезом 1 на вершине моренной гряды вблизи деревни Окулово (вкладка, рис. 8). Основное отличие заключается в обогащении органическим веществом подподстилочного слоя АЕ и постепенной смене подзолистого горизонта иллювиальным, которая проявляется в размытой границе между ними и формировании переходного горизонта ЕВ. Ниже по склону моренной гряды формируются дерново-подзолистые почвы, характерные для транзитных ландшафтов.

Разрез 1. *Неглубокоподзолистая легкосуглинистая почва на суглинистой морене.* Вершина моренной гряды. Окрестности д. Окулово. Ельник медуницево-снытево-кисличный, единичная осина. Состав древостоя 8Е2Ос ед Б. Сомкнутость крон 0.7-0.8, высота 20-25 м, d=25-50 см. Подрост представлен в основном елью (*Picea abies* (L.) Karst.), встречается рябина (*Sorbus aucuparia* L.). Кустарниковый ярус составляют жимолость (*Lonicera xylosteum* L.), волчегородник (*Daphne mezereum* L.), единично представлена калина (*Viburnum opulus* L.). В напочвенном покрове преобладают растения бореального типа: черника (*Vaccinium myrtillus* L.), кислица (*Oxalis acetosella* L.), костяника (*Rubus saxatilis* L.), есть неморальные элементы: копытень (*Asarum europaeum* L.), сныть (*Aegopodium podagraria* L.), медуница (*Pulmonaria obscura* Dum.). Приствольные повышения заняты мхами.

О	0-5(6) см	Подстилка типа мор из хвои, ветвей, шишек ели, коры, листьев осины и остатков трав. На приствольных повышениях – куртины мхов. Подразделяется на три подгоризонта:
OL	0-1 см	Светло-бурый, рыхлый, состоящий преимущественно из слаборазложившихся растительных остатков.
OF	1-3 см	Бурый, влажный, состоящий из полуразложившихся растительных остатков, пронизанный грибными гифами.
ОН	3-6 см	Темно-серое, рыхлое, сильно разложившееся, органическое вещество, в нижней части примесь тонких минеральных частиц, много мелких корней.
АЕ	6-8(9) см	Выражен фрагментарно. Влажный, светло-серый, рыхлый легкий суглинок. Структура порошистая. Обилие корней. Переход ясный, граница волнистая.
АЕ	6-8(9) см	Выражен фрагментарно. Влажный, светло-серый, рыхлый легкий суглинок. Структура порошистая. Обилие корней. Переход ясный, граница волнистая.

Е	8(9)-26 см	Влажный, мучнисто-белесый легкий суглинок с редкими охристыми прожилками. Структура пластинчатая, хорошо выраженная. По нижним граням структурных отдельностей седая кремнеземистая присыпка, по верхним граням – редкие марганцовисто-железистые орштейны, примазки. Видны мелкие поры, встречается гравий. Переход заметный по цвету и гранулометрическому составу. В нижней части горизонта светло-белесые потеки. Граница глубокоязычковая, языки до 34 см.
Е/В	26-34 см	Влажный, неоднородный по окраске и сложению, красно-бурый с седой кремнеземистой «присыпкой», опесчаненный средний суглинок. Белесые легкосуглинистые языки перемежаются с красновато-бурыми тяжелосуглинистыми заклинками. По осветленным языкам и граням структурных отдельностей белесые песчано-пылеватые скелетаны. Корней мало. Переход постепенный, граница размытая.
В1	34-76 см	Влажный, красно-бурый тяжелый суглинок с четко выраженной призматической структурой. Крупные призматические отдельности распадаются на более мелкие ореховатые агрегаты. На гранях структурных отдельностей отпечатки корней (дендриты), хорошо выражены матовые глинистые кутаны (аргилланы), внутрипедная масса одного цвета с поверхностью педов. Встречаются черные марганцовистые примазки, ржавые охристые пятна оксидов железа, слюда, включения мелкого гравия. Плотный. Переход в следующий горизонт постепенный по цвету и гранулометрическому составу.
В2	76-96 см	Влажный, красновато-бурый с желтым оттенком, глинистый, плотный. Структура призмовидно-мелкоглыбистая. Поверхность педов покрыта слабо выраженными матовыми аргилланами, внутрипедная масса местами охристая. По граням структурных отдельностей черные марганцовистые примазки, многочисленные дендриты, охристые пятна, красноватые минеральные зерна. Заметны тонкие межпедные и внутрипедные поры. Вертикальные затеки мелкозернистого светло-желтого хорошо сортированного песка по ходам корней. Гравий и камни 6-20 см в диаметре. Переход постепенный по цвету.
С	96-110 и глубже	Сырой, красновато-коричневый, глинистый, плотный. Песчаные затеки светло-желтого и светло-серого цвета. Структура мелко-глыбистая. Видны тонкие поры. Встречаются марганцовистые примазки, охристые пятна по граням структурных отдельностей, дендриты; хрящ и гравий плотных пород.

Не вскипает по всему профилю.

3.2. Дерново-подзолистые почвы

Под хвойно-лиственными и лиственными лесами на территории парка широко распространены дерново-подзолистые почвы. Они развиваются на породах того же состава и происхождения, что и подзолистые почвы, но отличаются от них четким обособлением гумусово-аккумулятивного горизонта А (мощностью не менее 4 см) в результате развития дернового процесса. При этом направление почвообразования принципиально не изменяется. Вследствие преобладающего подзолистого процесса почвам по-прежнему свойственно элювиально-иллювиальное перераспределение илистой фракции и полуторных оксидов по профилю – обеднение ими верхней толщи и накопление в нижележащих горизонтах. В Классификации... (1977) дерново-подзолистые почвы выделяются на уровне подтипа в пределах типа подзолистых почв. В Классификации... (2004) они выделяются на более высоком таксономическом уровне и относятся к типу дерново-подзолистых почв отдела текстурно-дифференцированных почв ствола постлитогенных почв.

В хвойно-лиственных и лиственных лесах в древесном ярусе значительно возрастает участие лиственных пород, а в напочвенном покрове – доля разнотравья, злаков и осок. Более благоприятный по сравнению с хвойными лесами качественный состав растительных остатков содействует интенсификации процессов их разложения и заметному снижению мощности подстилки (Ремезов, 1952; Зонн, 1967). Травяная растительность способствует развитию дернового процесса, улучшает структуру почвы, обогащает верхний минеральный горизонт органическим веществом, азотом и элементами минерального питания. При этом снижается кислотность верхних горизонтов, повышается содержание обменных оснований и насыщенность ими ППК, увеличивается отношение $C_{ГК}:C_{ФК}$, уменьшается содержание наиболее подвижной фракции фульвокислот. В целом, по строению профиля, физическим и химическим свойствам дерново-подзолистые почвы близки к подзолистым почвам (Агрохимическая характеристика..., 1962; Почвоведение, 1988; Тюлин, Копысов, 1994). Однако им свойственна значительная вариабельность кислотности, катионообменных свойств, содержания элементов питания в зависи-

мости от интенсивности дернового процесса, гранулометрического состава и богатства почвообразующих пород (Карпачевский, 1981; Подзолистые почвы..., 1977; 1981).

Представление о морфологическом строении дерново-подзолистых почв дают разрезы 2-3, сформировавшиеся на склоне моренной гряды вблизи д. Окулово. Основное отличие от неглубокоподзолистой почвы, характерной для вершины моренной гряды, заключается в образовании под подстилкой выраженного гумусово-аккумулятивного горизонта. В нижней части склона в профиле почв наблюдаются признаки оглеения.

Разрез 2. *Слабодерново-мелкоподзолистая легкосуглинистая почва на морене*. Верхняя часть склона моренной гряды. Окрестности д. Окулово. Ельник с осиной кислично-неморально-травяной. Сомкнутость крон 0.8. Состав древостоя 10Е. Средняя высота 20-25 м, средний диаметр 25-50 см.

О	0-4(5) см	Подстилка представлена полуразложившимися остатками хвои, ветвей, шишек, коры ели, листьев и ветвей осины, остатков трав. Пронизана корнями, в нижней части обогащена тонкими отмытыми минеральными частицами. Подразделяется на листовую (0-1), ферментативный (1-3) и гумусовый (3-4(5)) подгоризонты.
А	4(5)-8(15) см	Влажный, серовато-бурый легкий суглинок, мелкокомковато-порошистая структура, много корней. Граница волнистая.
Е	8-21(23) см	Влажный, белесый, в верхней части с палевым оттенком (до 18 см), в нижней части – мучнистый с хорошо выраженной горизонтальной делимостью, развитой внутри- и межагрегатной порозностью, легкий суглинок, корней мало, видны гифы грибов, встречается красноватый гравий. Переход ясный по окраске, граница языковатая.
ЕВ	21-36(39) см	Влажный, красновато-коричнево-бурый с белесыми языками (до 55 см) средний суглинок, структура глыбистая, по граням структурных отдельностей светлые скелетаны, внутripедная масса красновато-коричневая, внутри агрегатов развиты мелкие капиллярные и микропоры, встречаются мелкие каменистые включения, переход заметный по окраске, граница языковатая.
В	36-55 см и глубже	Влажный, красновато-коричневый тяжелый суглинок, плотный, структура призматическая, коричневые, не очень хорошо выраженные глянцевые кутаны одного цвета с внутripедной массой, скелетаны, марганцовистые примазки, характерны внутриагрегатные мелкие капиллярные и микропоры, включения мелкого светлого песка и гравия, виден единичный валун (6-12 см).

Не вскипает по всему профилю.

Разрез 3. *Слабодерново-глубокоподзолистая профильно-глееватая легкосуглинистая почва на морене*. Нижняя часть склона моренной гряды. Окрестности д. Окулово. Березняк с елью черничный.

О	0-6(8) см	Мощная подстилка типа мор подразделяется на три подгоризонта:
ОЛ	0-1 см	Рыхлые слаборазложившиеся листья и ветви березы, хвоя, ветви, шишки ели, кусочки коры, почечные чешуйки, остатки трав.
ОГ	1-3 см	Влажные, полуразложившиеся, отчасти утратившие морфологическое строение растительные остатки, пронизанные корнями растений, грибными гифами.
ОН	3-6(8) см	Однородное, аморфное, темно-серое, сильно разложившееся, органическое вещество, в нижней части обогащенное тонкими отмытыми кварцевыми частицами, много мелких корней.
А	6-9(13) см	Влажный, серый, в верхней части – темно-серый легкий суглинок, мелкокомковатый, много корней, рыхлый, на границе с подстилкой единичный валун (7-12 см), встречаются мелкие каменистые включения (до 6 см), угли, переход заметный по цвету, граница волнистая.
Е	9-38(42) см	Влажный, от белесого со светло-серым оттенком в верхней части до белесого с сизоватым оттенком в средней и нижней, легкосуглинистый, заметна горизонтальная делимость, в нижней части пластинчатая структура выражена лучше, по верхним граням структурных отдельностей кремнеземистая присыпка, по нижним – тонкий бурый материал с включениями крупных минеральных зерен, в том числе и прозрачных кварцевых (до нескольких миллиметров), видны микропоры и тонкие капиллярные поры внутри педов, мелкий гравий, редкие песчаные частицы красноватого цвета, в нижней части тонкие красно-бурые прожилки, марганцовистые примазки, корней мало. Переход ясный, граница языковатая.

Bg	38(42)-58 см	Влажнее предыдущего, неоднородная светло-бурая с сизым оттенком окраска, на общем сизом фоне красновато-коричневые и охристые пятна, красного оттенка меньше по сравнению с расположенными выше по склону разрезами, тяжелый суглинок, структура мелкоглыбистая, внутрипедная масса красно-коричневого цвета, темнее по сравнению с вышерасположенными разрезами, крупные педы покрыты светло-сизыми скелетами, видны мелкие внутриагрегатные поры, мелкие каменистые включения, редкие корни, переход заметный по цвету и плотности.
BCg	58-75 см и глубже	Сырой, коричневый с сизоватым оттенком тяжелый суглинок, структура глыбистая, хорошо выраженная, видны яркие охристые ожелезненные рухляки выветривания (до 4-5 см в диаметре и 10-12 см в длину), мелкие внутриагрегатные поры, яркие красные пятна гидроокиси железа, включения красноватого песка и гравия.

Вскипания нет по всему профилю.

Наряду с суглинистыми дерново-подзолистыми почвами на тяжелых по гранулометрическому составу почвообразующих породах на территории парка встречаются супесчаные разновидности, сформировавшиеся на двучленных отложениях. Примером может служить слабодерново-неглубокоподзолистая супесчаная контактно-глубокоглееватая почва на песчаных отложениях, подстилаемых мореной, в окрестностях д. Лесово (р. 5). Сравнительный анализ карт землепользования окрестностей Бородаевского озера 1787 и 1980 гг., проведенный Е.А. Скупиновой и Н.К. Максutowой (1998), показал, что покрытая лесом местность ранее была распаханна. Однако морфологическое описание разреза не выявило следов сельскохозяйственной обработки. Скорее всего, перелески, заболоченные низины, долины малых рек и ручьев и другие «неудобья» не были затронуты обработкой в связи с мелкоконтурным характером земледелия.

Разрез 5. *Слабодерново-неглубокоподзолистая супесчаная контактно-глубокоглееватая почва на песчаных отложениях, подстилаемых мореной.* Окрестности д. Лесово. Моренная равнина. Березняк злаково-разнотравный. Древесный ярус представлен березой опушенной (*Betula pubescens* Ehrh.). Сомкнутость крон 0.7-0.8. Состав древостоя 10Б ед.С. Средняя высота березы 15-20 м, средний диаметр 20-30 см. В травяно-кустарничковом ярусе преобладают мятлик дубравный (*Poa nemoralis* L.), ястребинка зонтичная (*Hieracium umbellatum* L.), костяника (*Rubus saxatilis* L.).

O	0-1,5(2) см	Рыхлый, листья и ветви березы, хвоя сосны, остатки трав. Представлен только листовым подгоризонтом OL, ферментативный подгоризонт OF – фрагментарный.
A	2-6(8) см	Свежий, светло-серый, мелкокомковато-порошистая структура, тонкая супесь. Переход ясный по цвету, граница волнистая.
E	6-20(22) см	Влажный, желтовато-палевый, тонкая супесь, выражена горизонтальная делимость, видны мелкие поры, каменистые включения. Переход ясный по цвету, граница языковатая.
EB	20-31 см	Влажный, неоднородный по окраске и гранулометрическому составу, выделяются красно-бурые и белесые участки, красно-бурые участки оструктурены и оглиненны. Плотнее предыдущего, переход заметный по цвету.
Bf	31-42 см	Влажный, однородный, охристый, мелкий песок с непрочной структурой. Переход заметный по цвету.
BC	42-48 см	Влажный, красно-бурый с желтовато-серым оттенком крупный песок с включениями мелкого гравия. Переход резкий по цвету, плотности и гранулометрическому составу.
D	48-52 см и глубже	Влажный, красно-бурый тяжелый суглинок, крупные призматические отдельности распадаются на более мелкие ореховатые агрегаты, плотный, глубже сплошные валуны, над ними осветленные пятна.

Супесчаные дерново-подзолистые почвы на двучленных отложениях встречаются и под ельниками в верхней части склона горы Мауры. В силу легкого гранулометрического состава верхней толщи и карбонатности подстилающей породы почва здесь слабо дифференцирована, подзолистый горизонт практически отсутствует, а непосредственно под гумусово-аккумулятивным горизонтом А залегает иллювиальный горизонт В бурых тонов, лишь слабо осветленный в верхней части.

Разрез 17. *Слабодерново-поверхностноподзолистая слабодифференцированная супесчаная почва на супесчаных отложениях, подстилаемых карбонатной мореной.* Пологая верхняя часть склона горы Мауры. Ельник кисличный. Состав древостоя 10Еед.С,Ос. Сомкнутость крон 0.8. Высота древостоя: ель 20-25 м, сосна 25 м, осина 25 м, диаметр: ель 8-30 см, сосна 32 см, осина 45 см. Возраст ели от 70-80 до 100 лет. В напочвенном покрове преобладают кислица (*Oxalis acetosella* L.), ожика волосистая (*Lusula pilosa* (L.) Willd), перловник поникший (*Melica nutans* L.), хвощ лесной (*Equisetum sylvaticum* L.).

О	0-1 см	Маломощная рыхлая подстилка из полуразложившихся остатков хвои ели, сосны, листьев осины, ветвей, остатков трав, пронизана тонкими корнями, с примесью минеральных частиц в нижней части.
А	1-7 см	Влажный, серый, супесчаный, структура комковато-зернисто-порошистая, рыхлый, много копролитов и ходов червей, каменистые включения.
В	7-18 см	Влажный, бурый со слабым осветлением в верхней части, супесчаный, каменистый. Переход заметный по окраске.
BC	18-31 см	Влажный, желто-бурый, супесчаный с мелкими каменистыми включениями. Переход ясный по окраске, плотности и гранулометрическому составу.
D	31-35 см и глубже	Влажный, красно-бурый тяжелый суглинок, структура глыбистая, плотный.

Строение профиля дерново-подзолистого остаточного-карбонатного почвенного профиля, сформировавшегося на карбонатной морене в средней части склона горы Мауры, вскрывает разрез 18 (вкладка, рис. 9). В профиле видны явные следы сельскохозяйственной обработки почв в виде хорошо сохранившегося старопашотного горизонта с ровной нижней границей. Подтверждением возможности прошлого сельскохозяйственного использования окрестных земель служат цветные фотографии С.М. Прокудина-Горского 100-летней давности (см. гл. 2).

Разрез 18. *Старокультуренная дерново-неглубокоподзолистая остаточного-карбонатная среднепашотная легкосуглинистая почва на карбонатной морене.* Гора Маура. Выположенная средняя часть склона. Ельник с рябиной неморальный. Состав древостоя 10Е ед.Ряб. Сомкнутость крон 0.7-0.8. Высота древостоя 20-25 м, d=30-38 до 70 см. Подрост хорошо выражен и состоит из ели (*Picea abies* (L.) Karst.) и рябины (*Sorbus aucuparia* L.). Кустарниковый ярус представлен жимолостью (*Lonicera xylosteum* L.) и малиной (*Rubus idaeus* L.). В травяно-кустарничковом ярусе представлены как бореальные виды – кислица (*Oxalis acetosella* L.), кочедыжник женский (*Athyrium filix-femina* (L.) Roth), так и неморальные виды – воронец (*Actaea spicata* L.), звездчатка (*Stellaria nemorum* L.), сныть (*Aegopodium podagraria* L.), борец (*Aconitum septentrionale* Koelle).

О	0-1 см	Рыхлая подстилка типа модер из хвои и веточек с примесью травянистого опада, густо переплетена корнями.
А	1-6 см	Влажный, серый, легкий суглинок. Структура комковато-зернистая. Много корней. Переход заметный по цвету и структуре, граница слабоволнистая.
Ap	6-22(26) см	Влажный, буровато-серый, мелкокомковато-порошистая структура, легкий суглинок, гумусовые затеки по ходу корней и беспозвоночных. Граница ровная, вероятно, горизонт старопашотный.
Е	22(26)-38 см	Влажный, белесый, местами с охристым оттенком легкий суглинок. Структура пластинчатая, по верхним граням структурных отдельностей кремнеземистая присыпка, по нижним граням – мелкие каменистые включения, мелкие поры, охристые пятна. Переход постепенный, граница волнистая.
Е/В	38-47 см	Влажный, окраска неоднородная: много красно-бурых и охристых пятен. Легкий суглинок. Много камней, встречаются валунчики до 5 см. Переход заметный, граница волнистая.
В1	47-52(56) см	Влажный, неоднородной окраски, белесые скелетаны по структурным отдельностям, внутриведная масса красно-бурого цвета, тяжелый суглинок, уплотнен. Переход заметный, граница волнистая.
В2	52(56)-82 см	Сырой, красно-коричневый тяжелый суглинок, плотный. По граням структурных отдельностей глянцевые коричневые кутаны, внутриведная масса более красного цвета. Мелкие каменистые включения, мелкие поры. Переход ясный, граница волнистая.
Сса	82-100 см и глубже	Сырой, красновато-коричневый тяжелый суглинок, много пятен гидроокиси железа красно-бурого цвета, хуже оструктурен. Присутствуют мягкие карбонаты желтого и белого цвета, слабо вскипающие от HCl.

Новообразования карбонатов с 82 см.

3.3. Подзолы

На породах легкого гранулометрического состава (флювиогляциальные, озерно-ледниковые и донные пески) в автоморфных условиях на территории парка встречаются подзолы. Типичными для их формирования геоморфологическими элементами служат песчаные озы и слабоволнистые зандровые равнины, где они сочетаются с различными болотными почвами. На подзолах в основном произрастают сосновые леса, иногда с примесью березы, ели, реже ельники. В напочвенном покрове доминируют лишайники, зеленые мхи, встречаются брусника, некоторые злаки, при увеличении степени увлажнения появляются сфагнум и болотные кустарнички.

Согласно Классификации... (1977) к подзолам относятся почвы с иллювиальным горизонтом, обогащенным преимущественно железом, алюминием и гумусом, развитые на песчаных, супесчаных и щебнистых хорошо водопроницаемых почвообразующих породах. В Классификации... (1977) подзолы выделяются как группа родов в подтипах подзолистых и глееподзолистых почв типа подзолистых почв. В Классификации... (2004) подзолы выделяются на более высоком таксономическом уровне и относятся к типу подзолов отдела альфегумусовых почв ствола постлитогенных почв.

Лесная подстилка обычно грубая, кислая, типа мор, подразделяющаяся на листовую, ферментативный и гумусовый подгоризонты. Для минерального профиля подзолов характерно четкое подразделение на элювиальную (E) и иллювиальную (Bt, f, al) части. Это отражается как в морфологическом строении, так и в распределении полуторных оксидов, органического вещества и илстой фракции. Залегающий под подстилкой подзолистый горизонт обладает небольшой мощностью и сменяется серией иллювиальных горизонтов, в которых часто встречаются разрозненные псевдофибровые (ожезненные) прослойки. Отличительными чертами подзолов являются высокая водопроницаемость и малая влагоемкость, кислая реакция, низкие ЕКО (2-10 смоль(+)/кг) и степень насыщенности основаниями (7-30%, до 70-80% в почвообразующей породе), бедность элементами минерального питания, азотом и гумусом, в составе которого преобладают фульвокислоты ($C_{гк}:C_{фк}=0.4-0.6$) (Пономарева, 1964; Подзолистые почвы..., 1981). При наличии карбонатов в почвообразующей породе интенсивность подзолообразования и степень выраженности элювиального горизонта снижаются, кислая реакция среды резко сменяется нейтральной, повышается степень насыщенности основаниями, относительно накапливается гумус (Вайчис, 1975; Кислотные осадки..., 1999).

Представление о морфологическом строении подзолов дают разрез 15 (вкладка, рис. 10) и прикопка 14, сформировавшиеся на песчаных отложениях Сокольского бора.

Разрез 15. *Подзол иллювиально-железистый поверхностный на озерно-ледниковых песках*. Озерно-ледниковая равнина. Сокольский бор, 121 квартал, 15 выдел. Сосняк зеленомошный. Состав древостоя 10С. Сомкнутость крон 0.4-0.5. Высота древостоя 18-20 м, d=15-25 см. Подрост очень разрежен и состоит из ели (*Picea abies* (L.) Karst.), березы (*Betula pendula* Roth.), осины (*Populus tremula* L.). Кустарниковый ярус представлен единичными экземплярами можжевельника (*Juniperus communis* L.) и рябины (*Sorbus aucuparia* L.). Напочвенный покров состоит в основном из мхов: *Pleurozium scherberi*, *Dicranum polysetum* и *Hylocomium splendens*. Из трав наиболее часто встречаются вейник (*Calamagrostis arundinacea* (L.) Roth) и марьянник (*Melampyrum pratense* L.), но общее проективное покрытие не превышает 20%.

O	0-4 см	Темно-бурая с коричневатым оттенком рыхлая подстилка, густо переплетенная корнями кустарничков.
Ae	4-6(7) см	Серый с белесоватым оттенком, мелкий, бесструктурный, связный песок. Много корней. Переход ясный, граница волнистая.
Bh	6(7)-18 см	Желто-бурый, влажный, непрочный комковатый, мелкий, связный песок, пронизанный тонкими корнями. Переход заметный, граница волнистая.
Bf	18-24 см	Охристый, влажный, мелкий, бесструктурный, рыхлый песок с каменистыми включениями до 1 см, встречаются корни. Переход заметный, граница волнистая.
BC	24-58 см	Буровато-желтый, влажный, мелкий, связный песок с мелкими каменистыми включениями и редкими корнями. Переход постепенный, граница ровная.
C1	58-82 см	Желтый, влажный, мелкий, связный песок с ожезненными тонкими красно-бурыми прослойками ортзандов, псевдофибров, с каменистыми включениями диаметром до 2 см. Переход постепенный, граница ровная.
C2	82-100 см и глубже	Светло-желтый, влажный, мелкий, бесструктурный песок с редкими охристыми прослойками.

Вскипает от HCl на глубине около 2 м.

Под березняком костянично-злаково-разнотравным сформирован подзол, имеющий близкое морфологическое строение, но отличающийся менее мощной подстилкой и более мощным подзолистым горизонтом.

Прикопка 14. *Подзол иллювиально-железистый мелкий на озерно-ледниковых песках*. Озерно-ледниковая равнина. Сокольский бор, 116/121 кв. Березняк с сосной и елью костянично-злаково-разнотравный.

Состав древостоя 7Б3Сед.Е. Сомкнутость крон 0.6-0.8. Высота древостоя: береза 20-25, сосна 20-22, ель 18-20 м, диаметр: береза 15-38, сосна 35-38, ель 35 см. В травяно-кустарничковом ярусе преобладают костяника (*Rubus saxatilis* L.), черника (*Vaccinium myrtillus* L.), вейник тростниковидный (*Calamagrostis arundinacea* (L.) Roth), грушанка круглолистная (*Pyrola rotundifolia* L.), майник двулистный (*Maianthemum bifolium* (L.)).

О	0-1(2) см	Бурая рыхлая маломощная подстилка с преобладанием листьев и ветвей березы, с включением остатков трав, густо пронизанная корнями.
Е	1(2)-11 см	Влажный, светло-серый с белесым оттенком, в верхней части покрашен гумусом, мелкий песок, плохо оструктурен, обилие корней.
Вф	12-30 см	Влажный, охристый, мелкозернистый песок с непрочной глыбистой структурой.

3.4. Бурые лесные почвы

Бурые лесные почвы (буроземы) формируются под широколиственными, хвойно-широколиственными и хвойными лесами с развитым травяным покровом на разных по гранулометрическому составу, часто карбонатных почвообразующих породах, богатых основаниями и железосодержащими минералами, в условиях умеренно влажного и теплого климата, промывного водного режима и свободного внутрипочвенного дренажа (Вайчис, 1975; Классификация..., 1977; Аболин и др., 1979). Бурые лесные почвы относятся к сиаллитным оглиненным кислым почвам, профиль которых недифференцирован по элювиально-иллювиальному типу. Наиболее характерными признаками этих почв являются слабая дифференциация на генетические горизонты, сравнительно равномерный и однотонный (за исключением гумусового горизонта) бурый или коричневатобурый цвет, кислая или слабокислая реакция всего профиля или его верхней части, метаморфическое оглинение всей толщи, сравнительно равномерное распределение ила, полуторных оксидов и кремнезема по профилю. В Классификации... (1977) бурые лесные почвы выделяются на уровне типа. В Классификации... (2004) они выделяются в качестве двух типов – буроземов и буроземов темных в отделе структурно-метаморфических почв ствола постлитогенных почв.

Бурые лесные почвы всегда представляют определенную стадию эволюции почвенного покрова и формируются в результате развития литосолой, ранкеров или рендзин (Зонн, 1967; Евдокимова, 1969). Под хвойными лесами в условиях промывного водного режима, но с поверхностным переувлажнением буроземы трансформируются в подзолистые или лессивированные почвы, а при затрудненном дренаже – в псевдоглечи.

Остаточно-карбонатные буроземы формируются на карбонатных моренных отложениях и являются первой стадией эволюции дерново-карбонатных почв. Реакция буроземов обычно близка к нейтральной, хотя верхние горизонты более кислые благодаря выщелоченности от карбонатов. Тип гумуса подстилок – модер или мюллер, верхним минеральным горизонтам свойственен гуматно-фульватный или даже фульватно-гуматный состав гумуса ($C_{гк}:C_{фк}$ близко к 1), содержание органического вещества – от 3-4 до 10-12%. Бурые лесные почвы отличаются значительной ЕКО, достигающей 25-35 смоль(+)/кг, высокой насыщенностью основаниями (70-95%), среди обменных катионов преобладает кальций (Агрохимическая характеристика..., 1962; Зонн, 1966; Ильина и др., 1989; Кислотные осадки..., 1999).

Представление о морфологическом строении бурых лесных почв дает разрез 10, заложенный под еловым лесом на берегу Бородаевского озера (вкладка, рис. 8). Несмотря на близость хутора с огородами в профиле отсутствуют признаки прошлого сельскохозяйственного использования этих почв. По всей видимости, эти земли на протяжении последних 225 лет были покрыты лесом, о чем свидетельствует сравнение карт землепользования за 1787 и 1980 годы для окрестностей Бородаевского озера (Скупинова, МаксUTOва, 1998).

Разрез 10. **Бурая лесная слабонасыщенная остаточно-карбонатная тяжелосуглинистая почва на карбонатной морене.** Берег Бородаевского озера. Нижняя выположенная часть склона моренного холма. Ельник грушанково-зеленомошный. Состав древостоя 9Е1С. Сомкнутость крон 0.6-0.7. Высота древостоя 18-20 м, d=25-30, до 50 см. Возраст ели от 70-80 до 100 лет. Подрост состоит преимущественно из ели (*Picea abies* (L.) Karst.), редко встречаются рябина (*Sorbus aucuparia* L.) и яблоня (*Malus sylvestris* Mill.). Кустарниковый ярус редкий, его составляют жимолость (*Lonicera xylosteum* L.), крушина (*Frangula alnus* Mill.), шиповник (*Rosa majalis* Herrm.) и малина (*Rubus ideas* L.). В напочвенном покрове доминируют грушанка (*Pyrola rotundifolia* L.), костяника (*Rubus saxatilis* L.) и земляника (*Fragaria moschata* Duch.), другие бореальные виды представлены единичными экземплярами. Участок покрыт сплошным моховым покровом из *Hylocomium splendens*, *Dicranum scoparium* и *Pleurozium schreberi*.

О	0-4 см	Рыхлая подстилка типа мор из хвои, ветвей, шишек ели, коры и остатков трав. Переплетена корнями и гифами грибов.
А	4-9(11) см	Влажный, буровато-серый, неплотный тяжелый суглинок. Структура мелкокомковатая, густо пронизан корнями. Переход ясный, граница волнистая.

Вм	9(11)-35(38) см	Влажный, красновато-бурый, умеренно липкий и пластичный, плотный тяжелый суглинок. Структура мелкоглыбисто-призматическая, хорошо выраженная. По граням структурных отдельностей глянцевые бурые кутаны, внутрипедная масса чуть светлее. Переход постепенный, граница слабоволнистая.
ВС	35(38)-75 см и гл.	Влажный, красно-коричневый с охристыми и темно-серыми пятнами, пластичный, плотный тяжелый суглинок. Структура глыбисто-призматическая, хорошо выраженная, по граням структурных отдельностей глянцевые бурые кутаны с мелкими порами. Встречаются редкие светлые песчаные частицы и мелкие карбонатные включения, вскипающие от HCl с 60-70 см, мелкозем не кипит.
С	70-75 см и глубже	Влажный, красновато-бурый, пластичный, плотный тяжелый суглинок. Структура глыбистая, хорошо выраженная. По граням структурных отдельностей одиночные глянцевые темно-бурые кутаны, единичные песчаные частицы, много мелких карбонатных включений, охристые и сероватые пятна. Включения вскипают от HCl, мелкозем кипит слабо.

Одна из прикопок чуть ниже по рельефу, ближе к болотцу, вскрывает карбонаты, в том числе огромный валун, на глубине около 10 см.

3.5. Дерново-карбонатные почвы

Дерново-карбонатные почвы (рендзины и парarendзины) формируются на плотных (известняки, мраморы, доломиты, мергели) или рыхлых (карбонатная морена, карбонатные суглинки и глины) карбонатных породах под лесной растительностью в условиях промывного или периодически промывного водного режима при хорошем внутрипочвенном дренаже (Зонн, 1967; Вайчис, 1975; Классификация..., 1977). Эти почвы обладают хорошо выраженным гумусовым горизонтом, который в зависимости от стадии почвообразования или богатства породы карбонатами кальция может быть либо однородным, либо с осветленными участками в нижней части – прообразом горизонта АЕ. Ниже формируется переходный (на ранних стадиях развития) или иллювиальный/метаморфический горизонт В, переходящий в элювий карбонатных пород, слабо затронутых процессами почвообразования. Обычно профиль не дифференцирован или слабо дифференцирован по гранулометрическому и валовому химическому составу, а содержание ила зависит от почвообразующей породы. Почвы характеризуются высоким содержанием гумуса (5–15%), преобладанием гуминовых кислот, связанных с кальцием, нейтральной или слабощелочной реакцией среды, высокой емкостью катионного обмена и высокой или полной насыщенностью основаниями (Агрохимическая характеристика..., 1962; Востокова, 1969; Кылли, 1980; Почвоведение, 1988; Тюлин, Копысов, 1994). ЕКО составляет 30-50 смоль(+)/кг, иногда превышая 100 смоль(+)/кг почвы (Китсе, Роома, 1974).

В основе эволюции дерново-карбонатных почв на однородных почвообразующих породах лежит постепенное выщелачивание карбонатов и остаточное оглинивание профиля. Значительное содержание карбонатов кальция в материнских породах препятствует развитию процессов подзолообразования. Однако со временем в условиях лесной зоны карбонаты кальция постепенно выщелачиваются из верхних горизонтов в нижние, их влияние на почвообразование ослабляется, появляются признаки подзолистого процесса. Скорость оподзоливания зависит от исходного содержания карбонатов, гранулометрического состава породы, геоморфологических условий, особенностей водного режима и биологического круговорота. В результате подкисления верхней и оглинивания средней части почв они трансформируются в бурые лесные остаточно-карбонатные, а в дальнейшем, с формированием подзолистого горизонта – в дерново-подзолистые остаточно-карбонатные.

В Классификации... (1977) дерново-карбонатные почвы выделяются на уровне типа. В Классификации... (2004) дерново-карбонатным почвам частично соответствуют типы серогумусовых (дерновых) и темnogумусовых почв, подтипы типичных и глинисто-иллювирированных почв, принадлежащие к отделу органо-аккумулятивных почв и формирующиеся на рыхлых отложениях, элювии или делювии плотных пород разного минералогического и гранулометрического состава, как карбонатных, так и бескарбонатных. Общая мощность рыхлой толщи при этом превышает 30 см; при меньшей мощности почвы диагностируются как литоземы.

Профиль разреза 6 представляет маломощную слабо дифференцированную толщу, сформировавшуюся на рыхлых карбонатных породах (вкладка, рис. 9). Несмотря на свидетельства использования вершины и склонов Цыпиной горы в качестве выпасов для скота, пашень и сенокосов (см. гл. 2) в заложенном нами разрезе признаков сельскохозяйственного прошлого почв не обнаружено (возможно, в связи с близким подстиланием известняка).

Разрез 6. *Дерново-карбонатная типичная легкосуглинистая почва на карбонатной морене, подстилаемой известняком.* Вершина Цыпиной горы – крупного холма, сформированного мореной напора и возвышающегося над окружающей равниной на 70-80 м. Березняк с осиной снытево-гераниево разнотравный. Состав древостоя 8Б2Ос. Высота древостоя 15-18 м, d=20-30, до 40 см. Сомкнутость крон 0.3-0.5. В подро-

сте много ольхи (*Alnus incana* (L.) Moench), ивы (*Salix caprea* L.), березы (*Betula pendula* Roth.), представлены рябина (*Sorbus aucuparia* L.) и черемухи (*Padus racemosa* (Lam.) Gilib.). Кустарниковый ярус составляют крушина (*Frangula alnus* Mill.), шиповник (*Rosa majalis* Herrm.), жимолость (*Lonicera xylosteum* L.), волчегородник (*Daphne mezereum* L.). В травяном ярусе доминируют сныть (*Aegopodium podagraria* L.), герань (*Geranium sylvaticum* L.), купальница (*Trollius europaeus* L.), ландыш (*Convallaria majalis* L.), встречаются неморальные и луговые виды.

О	0-0.5 см	Выражена фрагментарно. Ветви, остатки листьев березы, осины, трав, папоротника. Большинство листьев сильно разложены.
А	0.5-9(11) см	Темно-серый, почти черный, с буроватым оттенком, влажный средний суглинок. Структура комковато-зернистая, четкая. Густые корни образуют сплошную сеть. Слабокаменистый. Переход постепенный по окраске, граница волнистая.
AD	9(11)-28 см	Бурый, влажный средний суглинок. Структура комковатая, по корням комковато-зернистая. Много корней. Сильнокаменистый, обилие мелкой карбонатной щебенки, белые обломки известняков. Переход заметный, граница волнистая.
Dca	28-50 см и глубже	Сильно выветрившийся желтовато-белый известняк. По трещинам и между отдельными обломками известняка скопления гравия и мелкозема. Мелкозем свежий, светло-серый с желтым оттенком, тяжелосуглинистый.

Профиль дерново-карбонатной почвы вскрыт также разрезом 8, заложенным под осинником в окрестностях д. Оденьево.

Разрез 8. **Дерново-карбонатная типичная среднесуглинистая почва на карбонатной морене.** Окрестности д. Оденьево. Подножие моренной гряды. Осинник с ольхой и березой снытевый. Состав древостоя 8Ос1Б1Ол ед.Ряб. Сомкнутость крон 0.6. Высота древостоя 20-22 м, d=25-50. Общее проективное покрытие 40-80%. Преобладают сныть обыкновенная (*Aegopodium podagraria* L.), копытень европейский (*Asarum europaeum* L.).

О	0-0.5 см	Рыхлая подстилка имеет фрагментарный характер, состоит из листьев и ветвей осины, ольхи, березы, остатков трав.
А	0.5-9 см	Влажный, буровато-серый, среднесуглинистый, комковато-зернистый, содержит густые корни и включения карбонатов. Вскипает с поверхности, преимущественно за счет обломков карбонатов, вскипание мелкозема мало заметно. Переход заметный по окраске, граница волнистая.
АС	9-20(21) см	Влажный, бурый, среднесуглинистый, комковатый, много корней, содержит включения карбонатов. Вскипает под действием HCl. Переход постепенный по окраске.
С	20(21)-30 см и гл.	Влажный, бурый, тяжелосуглинистый, глыбистый, содержит включения карбонатов. Вскипает под действием HCl.

Дерново-карбонатные почвы часто развиваются на карбонатной морене под луговой растительностью (разрезы 7, 9, 16).

Разрез 9. **Дерново-карбонатная типичная среднесуглинистая почва на карбонатной морене.** Окрестности д. Оденьево. Волнистая вершина моренной гряды. Луг злаково-клеверово-разнотравный.

О	0-1 см	Луговой войлок.
Ad	1-5 см	Дернина, густо пронизанная корнями. Свежий, буровато-серый, рыхлый, структура мелкокомковато-зернисто-порошистая, не вскипает от HCl, переход ясный, граница ровная.
А	5-10 см	Свежий, буровато-серый, среднесуглинистый, структура комковато-зернистая, густые корни, видны мелкие обломки карбонатов, слабое вскипание от HCl, переход заметный, граница ровная.
АС	10-30 см и глубже	Влажный, бурый, среднесуглинистый, структура комковатая, много корней, включения карбонатов белого цвета, вскипает под действием HCl.

Разрез 7. **Дерново-карбонатная типичная легкосуглинистая почва на карбонатной морене.** Окрестности д. Леушкино. Волнистая вершина моренной гряды. Луг ландышево-вейниково-клеверово-разнотравный.

О	0-0.5 см	Фрагментарный луговой войлок, представленный сухими полуразложившимися остатками трав.
Ad	0.5-3 см	Дернина, корни занимают более половины объема горизонта, с трудом ломается и крошится, свежий, серый с буроватым оттенком, легкосуглинистый, вскипает с поверхности.
A	3-9(10) см	Свежий, буровато-серый, легкосуглинистый, структура мелкокомковато-порошистая, много корней, видны обломки карбонатов, вскипает от HCl, переход заметный по цвету, граница ровная.
АС	9(10)-30 см и гл.	Влажный, бурый, среднесуглинистый, структура комковатая, много корней и обломков карбонатов от нескольких мм до 10-12 см, вскипает от HCl.

Разрез 16. *Дерново-карбонатная типичная легкосуглинистая почва на карбонатной морене.* Луг васильково-клеверово-разнотравный с можжевельником у подножия горы Мауры.

Ad	0-3(4) см	Дернина, корни занимают более половины объема горизонта. Свежий, серовато-бурый, легкосуглинистый, структура мелкокомковато-зернистая. Вскипает с поверхности.
A	3(4)--9(10) см	Свежий, серовато-бурый, легкосуглинистый, ближе к супесчаному, структура мелкокомковатая, по корням – зернистая, видны мелкие обломки карбонатов, мелкозем слабо вскипает. Переход заметный.
АС	9-30 см и глубже	Влажный, бурый, супесчаный, комковатый, обломки карбонатов до 4 см на глубине 15-17 см и глубже.

Наряду с дерново-карбонатными почвами разной степени выщелоченности под луговой растительностью часто формируются дерновые почвы (разрез 4). В Классификации и диагностике почв СССР (1977) дерновые почвы как самостоятельный тип не выделялись. В Классификации и диагностике почв России (2004) им соответствует тип серогумусовых (дерновых) почв, принадлежащий к отделу органо-аккумулятивных почв. Эти почвы образуются в широком ареале климатических условий при участии травянистой растительности (под лугами или разреженными лесами с травянистым покровом) на неконсолидированных отложениях разного минералогического и гранулометрического состава. Профиль не дифференцирован или слабо дифференцирован по гранулометрическому и валовому химическому составам. Реакция почв кислая или слабокислая, в нижней части профиля до нейтральной, ЕКО в верхнем гумусовом горизонте до 30 смоль(+)/кг, степень насыщенности основаниями 50-80%, содержание гумуса 4-6%, гумус гуматно-фульватный. Карбонаты в профиле остаточные или отсутствуют. В профиле почв часто встречается щебень, количество которого возрастает с глубиной.

Разрез 4. *Дерновая малоомощная супесчаная почва на песчаных отложениях, подстилаемых морской.* Окрестности д. Лесово. Моренная равнина. Луг злаково-разнотравный.

Ad	0-2 см	Дернина, густо насыщенная корнями. Свежий, буровато-серый, супесчаный, структура мелкокомковато-порошистая, переход ясный, граница ровная.
A	2-6(7) см	Влажный, буровато-серый, супесчаный, структура комковатая, по корням зернисто-комковатая, густые корни, переход заметный, граница ровная.
АС	6(7)-20 см и глубже	Влажный, бурый, супесчаный, структура комковатая, много корней. Глубже – камни, валуны.

Вскипания по всему профилю нет.

В своих исследованиях основное внимание мы уделяли почвам автоморфных ландшафтов. Вместе с тем, значительную часть территории парка занимают почвы, формирующиеся в условиях избыточного увлажнения. На слабодренированных территориях (плоские равнины и неглубокие понижения), для которых характерен временный застой поверхностных вод или относительно высокий уровень залегания грунтовых вод, распространены *болотно-подзолистые почвы* поверхностного и грунтового увлажнения. Формируются они под заболоченными хвойными или смешанными лесами с мохово-кустарничковым и мохово-травяным покровом. В профиле этих почв отчетливо выражена оподзоленность. Наряду с этим, относительно устойчивое сезонное переувлажнение почвенного профиля приводит к образованию в нем ржаво-охристых примазок, сизых оглеенных прожилок, пятен и даже глеевых горизонтов. На двучленных породах процесс оподзоливания сочетается обычно с псевдооглеением.

При нарастании увлажнения под заболоченными лесами с моховым покровом на границе с болотными растительными сообществами развиваются *торфяно-глеевые почвы*. Они характеризуются наличием поверхностного торфяного горизонта небольшой мощности (до 50 см), сменяющегося глеевым горизонтом.

Под болотными растительными сообществами развиты гидроморфные почвы, представленные *торфяными болотными верховыми* и *торфяными болотными низинными* типами. Эти почвы характеризуются наличием поверхностного горизонта торфа мощностью > 50 см, сменяющегося оглеенной минеральной породой различного гранулометрического состава или переходящего в мощную торфяную залежь. Химический состав торфяных почв неоднороден и определяется в первую очередь видовым составом растений-торфообразователей. Торфяные почвы верховых болот отличаются низкой зольностью и содержат в значительных количествах лишь несколько элементов – кремний, кальций, алюминий, железо и азот. Максимальное содержание зольных элементов характерно для торфяных почв низинных болот.

ГЛАВА 4. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ, ВАЛОВОЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ

Современное разнообразие почв конечно-моренных территорий зоны валдайского оледенения Русской равнины в значительной степени обусловлено литогенным фактором. Гранулометрический и химико-минералогический состав почвообразующих пород определяют скорость и специфику выветривания и почвообразования, водно-физические свойства почв, емкость катионного обмена, обеспеченность элементами минерального питания. В силу большой удельной поверхности тонкодисперсные фракции, прежде всего илстая, являются наиболее активной и реакционноспособной частью минеральной массы почв. Проведенные исследования состава глинистых минералов, закономерностей его профильного распределения, изменений в процессе выветривания и почвообразования сравнительно малочисленны и не охватывают всего разнообразия природных условий конечно-моренных территорий (Подзолистые почвы..., 1980, 1981; Соколова, 1985; Гагарина, 1995). Минералогический состав пылеватых фракций практически не изучен. Поэтому исследование особенностей минералогического состава илистой, тонко- и среднепылевой фракций типичных лесных почв конечной зоны валдайского оледенения необходимо для уточнения их генезиса и классификационной принадлежности.

4.1. Гранулометрический состав почв

Гранулометрический состав почв свидетельствует об абсолютном преобладании в почвах подзолистого ряда фракции мелкого песка (табл. 4.1). Максимальное содержание этой фракции (73-86%) наблюдается в профиле иллювиально-железистого подзола. Содержание фракции физического песка (>0.01 мм) в нем достигает 91-98%, увеличиваясь в почвообразующей породе.

Элювиальная часть профиля неглубокоподзоистой почвы заметно обеднена илистой фракцией. Резкие различия гранулометрического состава и плотности в пределах почвенного профиля могут быть следствием как подзолообразовательного процесса, так и исходной неоднородности пород. Почвы с контактным осветленным горизонтом на двучленных почвообразующих породах широко распространены в северо-западных областях России, испытавших воздействие ледников (Подзолистые почвы..., 1981). Генезис и свойства этих почв отражают как развитие зонального процесса почвообразования в верхней части двучленной породы, так и влияние двучленности почвообразующих пород. Обоснованное суждение о генезисе исследуемых почв невозможно без характеристики их минералогического состава.

В профиле бурой лесной почвы гранулометрический состав также сильно утяжеляется с глубиной. Содержание крупного и среднего песка в горизонте D резко падает (до 5%), а средней пыли возрастает с 3% в горизонте A до 23,7% в горизонте D. Максимальное содержание тонкой пыли наблюдается в верхнем горизонте (23%), а наибольшее количество ила приходится на горизонт Bm (26%) при одинаковом содержании илистой фракции в горизонтах A и D (17-18%), что может свидетельствовать о метаморфическом оглинении горизонта Bm.

Как и для бурой лесной почвы, для дерново-карбонатной почвы также характерно преобладание фракции мелкого песка, однако, распределение тонкодисперсных фракций в этих двух почвах различно. В дерново-карбонатной почве типичной наблюдается меньшее содержание илистой и тонкопылевой фракций и большее содержание фракции средней пыли. Содержание ила резко уменьшается с глубиной (от 10,8% в A до 3% в горизонте D). Количество тонкой пыли, напротив, возрастает в нижних горизонтах (9% в горизонте A и 31,8% в D). Резко уменьшается с глубиной содержание крупного и среднего песка (от 21,6% в A до 4,5% в породе). В целом гранулометрический состав утяжеляется при переходе от поверхностных горизонтов к породе.

4.2. Валовой химический состав почв

Распределение валового содержания элементов по профилю в разрезах 1, 13, 15, 18 подтверждает дифференциацию почв по подзолистому типу (табл. 4.2). Для этих почв характерно неодинаковое содержание элементов по профилю, что свидетельствует о разрушении алюмосиликатов в процессе почвообразования и вымывании продуктов разрушения в нижнюю часть профиля. Во всех разрезах верхние горизонты (A, E) относительно обогащены кремнеземом как наиболее устойчивым компонентом минеральной части почв, и обеднены железом и алюминием. Максимальное относительное накопление кремния (39,2%) в верхних горизонтах наблюдается в иллювиально-железистом подзоле, развитом под сосняком зеленомошным (Сокольский бор), тогда как минимальное – в неглубокоподзоистой почве (34,5%), развитой под ельником-черничником (окрестности д. Окулово). Распределение железа и алюминия в этих почвах имеет элювиально-иллювиальный характер. Верхние

горизонты обеднены этими элементами, тогда как в иллювиальной части профиля происходит их накопление при одновременном уменьшении относительного содержания кремния.

Распределение кальция по профилям имеет равномерный характер. Содержание его резко возрастает (до 5.6%) в нижних горизонтах подзолистой почвы, развитой под ельником в Шалго-Бодуновском лесничестве, и дерново-подзолистой почвы, сформировавшейся на склоне горы Мауры (до 6.6%), что отражает карбонатность материнских пород. Содержание магния незначительно увеличивается в нижних горизонтах всех профилей, за исключением подзола в Сокольском бору. Содержание калия и натрия равномерно во всех разрезах.

При фоновом уровне концентраций микроэлементов профиль неглубокоподзолистой почвы под ельником в Шалго-Бодуновском лесничестве отличается повышенным содержанием всех микроэлементов по сравнению с профилем иллювиально-железистого подзола под сосняком Сокольского бора.

Для бурой лесной почвы характерно равномерное распределение всех элементов по профилю, за исключением незначительного накопления Al и Fe в горизонтах D1 и D2. Содержание кремния в верхней части профиля превышает таковое в нижних горизонтах незначительно, в пределах одного процента. Содержание микроэлементов в этой почве несколько ниже, чем в дерново-карбонатной, и лишь содержание хрома в почвообразующей породе вдвое выше (140 и 64 мг/кг соответственно).

Характер распределения химических элементов в профиле дерново-карбонатной почвы, развитой под березняком на Цыпиной горе, резко отличается от выше описанных для других разрезов. Распределение железа, алюминия и кремния имеет аккумулятивный характер. Максимальное накопление этих элементов наблюдается в горизонтах A и AD с резким относительным уменьшением в подстилающей породе. Для этого профиля характерно наибольшее содержание кальция: 13% в горизонте A и около 40% в горизонте D, что свидетельствует о высокой карбонатности породы. Содержание магния в почвообразующей породе уменьшается по сравнению с верхними горизонтами. Этот профиль отличается также высоким содержанием микроэлементов, особенно марганца (1020 мг/кг в горизонте A) и стронция (225-230 мг/кг в верхних горизонтах и 34 мг/кг в горизонте D).

4.3. Минералогический состав тонкодисперсных фракций почв

При изучении минералогического состава в качестве объектов исследования выбраны три типичные почвы, широко представленные на территории национального парка и различающиеся по гранулометрическому составу и почвообразующим породам. Это неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная легкосуглинистая почва (р. 13) под ельником чернично-кисличным Шалго-Бодуновского леса, сформированная на моренных суглинках. Полевые исследования оставили неясным вопрос о двучленности этих отложений, разрешение которого требует проведения детального гранулометрического и минералогического анализов. Под сосняком зеленомошным Сокольского бора диагностирован подзол иллювиально-железистый поверхностный песчаный на озерно-ледниковых песках (р. 15). Под березняком с осиной гераниево-снытевым на Цыпиной горе развита дерново-карбонатная типичная легкосуглинистая почва на карбонатной морене с подстиланием известняка (р. 6).

4.3.1. Неглубокоподзолистая почва

Илистая фракция. Профиль глинистого материала почвы (ПГМП) по распределению илистой фракции элювиально-иллювиальный. Верхний горизонт содержит минимальное количество илистой фракции: 4.6% определенной по методу Горбунова или 1.9% – по методу Качинского (табл. 4.1). В иллювиальных горизонтах количество этой фракции достигает максимальных величин: 25.5 и 28.7% по методу Горбунова или 18.5 и 26.2 по методу Качинского. Почвообразующая порода содержит 21% ила, выделенного по методу Горбунова, или 14%, определенного по методу Качинского. Такие существенные различия в количестве выделенной фракции связаны с неполным диспергированием почвенной массы, особенно почв на карбонатной морене, при применении метода Качинского.

Основными компонентами илистой фракции ПГМП являются каолинит, гидрослюды, хлорит и смешаннослойные образования (табл. 4.3-4.4, рис. 4.2). Последние представлены хлорит-вермикулитами и слюда-сметитами. Эти образования резко дифференцированы по профилю. Почвообразующая порода – карбонатная морена – содержит илистую фракцию, которая на 70% состоит из гидрослюд, в основном триоктаэдрического типа, из каолинита в сумме с хлоритом (14%) и смешаннослойных образований, представленных слюда-вермикулитом (5.4%) и слюда-сметитом (9.8%) с высоким содержанием смектитовых пакетов. Перечисленные компоненты существенно трансформируются в процессе почвообразования. Содержание гидрослюд постепенно снижается вверх по профилю, достигая 35.6% от суммы компонентов ила. Трансформируется биотитовая часть гидрослюд с формированием вермикулита. Количество последнего существенно увеличивается вверх по профилю, и в горизонте E (6-25 см) этот компонент становится основным (39.1%, табл. 4.3, рис. 4.2). Изменяется кристаллохимическая основа гидрослюдистого компонента. В верхнем горизонте E биотитовая часть его трансформируется и разрушается, а мусковитовая – относительно накапливается (табл. 4.4). В этом же горизонте фактически отсутствуют смешаннослойные слюда-сметитовые образования. Ниже по профилю эти образования наблюдаются в небольшом количестве и являются сильно разупорядоченными.

Таким образом, подзолообразовательный процесс существенным образом трансформировал унаследованные от почвообразующей породы минералы. Под влиянием кислотного гидролиза отмечается активная вермикулитизация биотитовых (в меньшей мере хлоритовых) структур; разрушение смешаннослойных слюда-сметитовых образований. В подзолистом горизонте наблюдается относительное увеличение содержания тонкодисперсного кварца и полевых шпатов. Повышается содержание каолинита, т.е. происходит относительное накопление минералов с жесткими структурами.

Распределение по профилю тонкой пыли, определенной по методу Горбунова, также имеет элювиально-иллювиальный характер с минимумом в горизонте Е (3.7%) и максимумом в В2 (17.2%)%. Распределение фракции тонкой пыли, выделенной по методу Качинского, имеет неравномерный характер с минимумом в горизонте В1 (5.3%) и максимумом в ВСса (15.7%).

Минералогический состав фракции тонкой пыли резко отличается от такового илистой фракции. По распределению основных минеральных фаз, также как и во фракции ила, значительно выделяется горизонт Е. Он характеризуется большим содержанием тонкопылеватого кварца и полевых шпатов, а также более низким содержанием слоистых силикатов. Среди них доминируют слюды и хлорит, часть пакетов которых вермикулитизирована. Рефлексы слоистых силикатов (каолинита, слюд, хлоритов) фракции тонкой пыли образцов нижележащих горизонтов отличаются островершинностью (рис. 4.3). Можно отметить, что в горизонте В1 хлорит и биотит также частично вермикулитизированы. Тонкая пыль нижней части профиля содержит доломит.

Почвообразование привело к ухудшению структурного состояния слоистых силикатов в горизонте Е, к незначительной вермикулитизации биотита и хлорита в В1. В нижней части профиля слоистые силикаты не трансформированы.

Распределение по профилю средней пыли, выделенной по методу Горбунова, имеет равномерный характер (6-7%), тогда как эта фракция, выделенная по методу Качинского, распределена по элювиально-иллювиальному типу (9.8% в горизонте Е и 13.6% в В1). Слоистые силикаты фракции средней пыли распределены по профилю следующим образом.

Горизонт Е выделяется фактическим отсутствием слоистых силикатов, доминируют кварц и полевые шпаты. В горизонте В1 фиксируются хлорит, слюды и каолинит. Минералы совершенны по структуре, рефлексы их островершинны (рис. 4.4). Как и во фракции тонкой пыли, в горизонте В1 часть хлорита вермикулитизирована. Ниже по профилю хлорит не имеет деградированных пакетов. В горизонте ВСса средняя пыль содержит зерна доломита.

4.3.2. Подзол иллювиально-железистый

Характер распределения фракций по профилю равномерный (табл. 4.1). Эта закономерность отмечается при анализе гранулометрического состава почв, определенного как по методу Качинского, так и по методу Горбунова. Порядок величин содержания тонкодисперсных фракций, установленных указанными методами, существенно различается, особенно для илистой фракции.

Илистая фракция. ПГМП неоднороден, состав компонентов фракции по генетическим горизонтам существенно различен. Основными компонентами илистой фракции, выделенной из почвообразующей породы – озерно-ледниковых песков, являются гидрослюды, в основном триоктаэдрического типа (49.6%); их сопровождает серия смешаннослойных образований – слюда-сметиты (18.5%) с низким содержанием смектитовых пакетов, хлорит-вермикулиты (13.3%), а также хлориты и каолиниты, составляющие 18.5% от суммы компонентов ила (табл. 4.3, рис. 4.5). Из неглинистых минералов во фракции присутствуют тонкодисперсный кварц и полевые шпаты. В пределах профиля этот исходный материал претерпел существенные трансформационные изменения. В переходном горизонте ВС (24-58 см) отмечается увеличение вермикулитовой фазы, количество которой возрастает здесь до 24.9% (табл. 4.3-4.4). Одновременно снижается количество триоктаэдрических гидрослюд до 34.4%, то есть отмечаются начальные стадии вермикулитизации триоктаэдрических гидрослюд и хлорита. Выше по профилю этот процесс протекает более активно, поэтому в горизонтах Вh и Вf вермикулитовая фаза становится доминирующей, количество ее достигает 53.7% от суммы слоистых силикатов. Наиболее активно трансформация триоктаэдрических гидрослюд и хлорита происходит в горизонтах Вh (7-18 см) и Вf (18-24 см).

Подзолообразовательный процесс способствовал активной трансформации двух слабо устойчивых к выветриванию исходных компонентов почв – биотитов и хлоритов. Наблюдается их трансформация до вермикулитовых структур.

Содержание тонкой пыли, определенной по методу Горбунова равномерно снижается с 2.9% до 0.5% вниз по профилю. Эта же фракция, выделенная по методу Качинского, отличается повышенным содержанием при сохранении аккумулятивного типа распределения. Состав компонентов тонкой пыли резко отличается от состава ила. Преобладают тонкодисперсный кварц и полевые шпаты, из слоистых силикатов диагностируются хлорит, каолинит и биотит-флогопит. Эти компоненты фиксируются во фракции почвообразующей породы и выше в горизонте Вf (рис. 4.6). Отмечается вермикулитизация хлорита и биотита. Сходный процесс наблюдается во фракции тонкой пыли горизонта Вh. В верхнем горизонте Ае вермикулитовая фаза отсутствует. Следовательно,

в тонкопылевой фракции, как и в илистой фракции, отмечается процесс вермикулитизации биотитовых и хлоритовых минералов, наиболее активный в горизонтах Bh и Bf. Представляет интерес повышенное содержание пылеватого кварца в этих горизонтах, что является доказательством идущего здесь подзолообразования.

Количественное распределение фракции средней пыли по профилю носит равномерный характер. Содержание фракций, выделенных по методу Горбунова, составляет около 6.2-6.4%. Количество фракций средней пыли, выделенных по методу Качинского, не превышает 0.4-2.6 % (табл. 4.1). Фракция состоит в основном из пылеватого кварца и полевых шпатов (рис. 4.7).

Отмечается следующая дифференциация компонентов по профилю. В верхнем горизонте доминируют кварц и полевые шпаты. Слоистые силикаты – хлорит, биотит, каолинит – в наибольшем количестве содержатся в образцах почвообразующей породы, а в наименьшем – в верхней части профиля (рис. 4.7). Вероятно, эта фракция является источником пополнения слоистыми силикатами илистой фракции, а также фракции тонкой пыли.

Таким образом, в профиле подзола четко диагностируются процессы трансформационного преобразования триоктаэдрических гидрослюд и хлорита в вермикулит под влиянием кислотного гидролиза. Эта реакция наиболее активно происходит с минералами меньше 1 мкм. Менее трансформирован материал более крупных фракций. Однако эти фракции интересны как источник пополнения фракции ила минералами типа биотитов и хлорита при их дезинтегрировании (рис. 4.6-4.7, табл. 4.4).

4.3.3. Дерново-карбонатная почва

Илистая фракция. ПГМП отнесен к аккумулятивному типу: содержание фракции <1 мкм плавно убывает вниз по профилю с 18.8% в горизонте А до 8.4% в горизонте D. Основными компонентами фракции <1 мкм, которые диагностированы в почвообразующей породе, являются индивидуальный смектит, гидрослюды, хлорит (табл. 4.3, рис. 4.8). Сопутствуют тонкодисперсный кварц и кальцит.

ПГМП по составу слоистых силикатов неоднороден, что, вероятно, обусловлено гетерогенностью почвообразующего материала. В нижней части профиля (28-50 см) доминирует индивидуальный смектит (табл. 4.3). Он имеет четкие островершинные рефлексy с целочисленной серией отражений (рис. 4.8). Характерно полное отсутствие каолинитовой фазы. Выше по профилю состав компонентов илистого материала меняется. В горизонте AD появляются каолинит и хлорит. Смектитовая фаза по-прежнему преобладает (45%). Помимо индивидуального смектита она представлена также смешаннослойными образованиями, такими как слюда-смектиты, хлорит-смектит. Кальцит в илистой фракции отсутствует. В верхнем горизонте резко снижается содержание смектитовой фазы и изменяются ее кристаллохимические показатели (табл. 4.3-4.4). Смектитовая фаза представлена, в основном, смешаннослойными слюда-смектитовыми образованиями с высоким содержанием смектитовых пакетов. В илистой фракции верхнего горизонта доминируют гидрослюды три-диоктаэдрического типа (53.7%, табл. 4.3). Хлорит хорошо идентифицируется в горизонте AD; в гор. А он разрушен в большей степени.

Спектр слоистых силикатов разных генетических горизонтов свидетельствует о литогенной неоднородности почвообразующего материала, на котором сформировалась почва.

Содержание фракции тонкой пыли увеличивается вниз по профилю от 20.6% (гор. А) до 30.8% (гор. D) по методу Горбунова или от 9.1% (гор. А) до 31% (гор. D) по методу Качинского (табл. 4.1). Состав компонентов фракции тонкой пыли резко отличается от такового илистой фракции. В подстилающей породе он представлен в основном кальцитом и пылеватым кварцем (рис. 4.9). Из слоистых силикатов диагностированы только следы биотита. В тонкопылевой фракции горизонта AD доминирует тонкодисперсный кварц. Кальцита меньше. Появляются каолинит, хлорит, слюды. В верхнем горизонте содержание пылеватого кальцита минимально. Доминирует кварц, из слоистых силикатов зафиксированы биотит и каолинит. Распределение фракций свидетельствует о литогенной неоднородности породы с контрастным минералогическим составом.

Содержание фракции средней пыли колеблется от 6.9% (гор. А и AD) до 12% (гор. D) по методу Горбунова, или от 14-18% (гор. А и AD) до 10% (гор. D) по методу Качинского. В подстилающей породе состав компонентов фракции средней пыли схож с таковым фракции тонкой пыли: доминируют кальцит и кварц. Выше по профилю состав компонентов изменяется: преобладают тонкодисперсный кварц, кальцит, появляются полевые шпаты, отмечаются следы биотита и каолинита. В самом верхнем горизонте снижается содержание кальцита, доминирует кварц, из слоистых силикатов – слюды (рис. 4.10).

Таким образом, профиль почвы сформировался на литогенно разнородном материале. Верхние горизонты сформированы на наносе, генетически отличном от подстилающей породы.

4.4. Выводы

В дополнение к морфологическому описанию, совокупная характеристика гранулометрического, валового химического и минералогического состава почв НП «Русский Север» позволила диагностировать их как неглубокоподзолистую остаточно-карбонатную легкосуглинистую почву на карбонатной морене, подзол иллювиально-железистый поверхностный песчаный на озерно-ледниковых песках и дерново-карбонатную типичную легкосуглинистую почву на карбонатной морене с подстиланием известняка.

Наиболее четко дифференциация по гранулометрическому и валовому химическому составу выражена в профиле неглубокоподзолистой почвы на моренных отложениях. Распределение гранулометрических фракций в профиле является преимущественно результатом процесса почвообразования на фоне возможной литогенной неоднородности моренной толщи. Элювиальный горизонт почвы существенно обогащен кремнием, резко обеднен железом (вдвое), алюминием (в 1.3 раза) и магнием (в 1.7 раза). Меньшей степенью элювиально-иллювиальной дифференциации профиля отличается подзол на озерно-ледниковых песках. Особую категорию составляют дерново-карбонатные почвы на двучленных отложениях, верхняя часть профиля которых обогащена железом и алюминием, а нижняя — кальцием.

Подзолообразование на моренных отложениях привело к активному преобразованию илистого и тонкопылеватого материала, в меньшей мере — фракции средней пыли. Наиболее существенная трансформация произошла в элювиальном горизонте E, где илистая фракция состоит из вермикулитового компонента — продукта трансформации биотитов и хлоритов. Характерно относительное обогащение этой фракции тонкодисперсным кварцем и каолинитом. Полное отсутствие смешаннослойных слюда-сметитовых образований свидетельствует об их разрушении. Во фракции тонкой пыли процесс вермикулитизации биотитовых и хлоритовых структур фиксируется в верхней части профиля, но более четко выражен в горизонте B1.

Подзолообразование на озерно-ледниковых песках, содержащих илистую фракцию хлорит-биотитового состава, приводит к активной вермикулитизации этих компонентов через стадию смешаннослойных образований. Вермикулит становится доминирующей фазой илистой фракции горизонта Bh. Этот процесс активно протекает во фракции тонкой пыли, захватывая более глубокие горизонты по сравнению с почвами на моренных отложениях.

Минералогические исследования почвы, сформировавшейся на карбонатной морене с подстиланием известняка, позволили выделить три зоны по составу минеральных компонентов. Подстилающая порода содержит ил, в котором доминирует индивидуальный смектит, диагностирован биотит и кальцит. Вышележащий переходный горизонт характеризуется также преобладанием смектитовой фазы, однако здесь фиксируется каолинит, полностью отсутствующий в подстилающей породе. Верхняя часть профиля содержит смешаннослойные слюда-сметитовые образования, каолинит и гидрослоды три-диоктаэдрического типа, т.е. ассоциацию минералов, типичную для моренных отложений. Минералогия тонкой и средней пыли резко отличается от фракции ила: преобладает кварц и кальцит, последний является доминантом в нижнем горизонте.

Подобное распределение минеральных фаз по профилю свидетельствует о двучленности отложений: верхний моренный суглинок подстилается известняком третичного возраста. Современное почвообразование сказалось в основном в уменьшении количества смешаннослойной фазы в верхней десятисантиметровой толще. Анализ минералогического состава фракций тонкой и особенно средней пыли свидетельствует об отсутствии в них слоистых силикатов и о малой вероятности процессов трансформации последних в почвах подобного типа.

ГЛАВА 5. СОЕДИНЕНИЯ ЖЕЛЕЗА, АЛЮМИНИЯ, КРЕМНИЯ И МАРГАНЦА В ПОЧВАХ

Соединения железа, алюминия, кремния и марганца играют существенную роль в процессе почвообразования. Оксиды и гидрооксиды железа и алюминия являются важными компонентами почти всех почв и характеризуются высокой реакционной способностью благодаря большой удельной поверхности и высокой доле активных центров. Известна способность этих соединений к адсорбции фосфатов и других анионов. Информация о распределении оксидов и гидроксидов железа и алюминия по профилю необходима для диагностики и классификации почв, определения степени развития педогенных процессов (Зонн, 1982; Подзолистые почвы..., 1980, 1981; Тонконогов, 1999). Поэтому данная глава посвящена изучению поведения соединений железа, алюминия, кремния и марганца в почвах.

При анализе содержания и поведения различных соединений железа, алюминия, кремния и марганца важную роль играют количество и кристаллохимические особенности минералов – носителей перечисленных выше элементов, кислотность, содержание органического вещества.

Многочисленные публикации по выветриванию минералов, особенно фиксированных с помощью электронной микроскопии, позволяют проследить механизмы выхода этих элементов из кристаллической решетки минералов. Наибольший интерес для почв бореальной зоны России представляет поведение таких железосодержащих слоистых силикатов как биотиты, хлориты и их переходные формы – смешаннослойные образования, как литогенно унаследованные, так и образующиеся в процессе почвообразования. Механизм изменения зерен биотита в сапролитовой зоне был исследован методами рентгеновской дифракции и электронной микроскопии (Gilkes, Suddhiprakarn, 1979). На начальных стадиях выветривания зерен биотита продукты его выветривания используют структуру биотита в качестве матрицы. Формирующиеся при выветривании кристаллы гетита образуют беспорядочно расположенные агрегаты в кливаже и на поверхности зерен биотита. Часть гетита присутствует на обломках слюд в виде лейст размером 0.05 мкм.

Многокомпонентность, полидисперсность и гетерогенность минеральной части почв затрудняют анализ поведения железа, алюминия, кремния и марганца при почвообразовании. Более того, разделение различных соединений этих элементов на унаследованные от былых стадий выветривания и образовавшиеся в современный этап почвообразования делает задачу еще более сложной.

При анализе поведения железа желательна информация о наличии минералов-железоносителей и их устойчивости в данной среде. Из слоистых силикатов наиболее широким распространением в почвообразующих породах и почвах отличаются биотиты (содержание железа до 30%), хлориты (от 2 до 42%), вермикулиты (от 5 до 17%), глаукониты (от 3 до 7%) (Бетехтин, 1961) и ряд смешаннослойных образований. Значительным количеством железа обладают минералы группы амфиболов – актинолит (6-13%), антофиллит и роговая обманка, группы пироксенов – авгит, эгирин (34%) и гиперстен (14%), группы граната – андрадит (31%), островные силикаты – эпидот (12-17%). Железо является основным компонентом в таких минералах как гематит (70%), магнетит (72%), маггемит (72%), ильменит (37%), гетит (63%), лепидокрокит (63%), сидерит (48%) и ряде других минералов, не столь часто встречаемых в осадочных отложениях и развитых на них почвах. Экспериментальное моделирование изменений биотита при низких значениях pH свидетельствуют о предпочтительном по сравнению с другими элементами переходе в раствор из биотита калия и железа (Градусов и др., 1975).

Экстрагирование железа, алюминия, кремния и марганца может проводиться различными реактивами. Наиболее широкое распространение нашли три реагента: дитионит-цитрат натрия, аммонийно-оксалатный буфер (реактив Тамма) и пирофосфат натрия или калия. Раствор дитионит-цитрата почти полностью растворяет оксиды и гидроксиды железа, включая ферригидрит (Parfitt, Childs, 1988). Однако крупные кристаллы гематита и магнетита полностью не растворяются, что занижает количество свободных соединений в почвах с высоким содержанием литогенных или техногенных оксидов железа (Водяницкий, Добровольский, 1998). До сих пор не совсем ясно, какие именно фракции алюминия и кремния экстрагируются дитионит-цитратом. Наряду со связанными с органическим веществом формами, возможно, экстрагируются некоторые плохо упорядоченные аллофаны, гидратированный алюминий из межпакетных слоев 2:1 глинистых минералов (Iyengar et al., 1981; Dahlgren, 1994), а также алюминий и кремний, со-осажденные с оксидами железа и/или замещающие железо в этих оксидах (Farmer et al., 1983; Schwertmann, Taylor, 1989).

Известно, что реактив Тамма (аммонийно-оксалатный буфер) растворяет аллофаны, имоголит, ферригидрит, лепидокрокит, магнетит, железо- и алюмо-органические соединения (Blume, Schwertmann, 1969; Dahlgren, Ugolini, 1989) и алюминий из межпакетных промежутков хлоритизированного вермикулита (Fordham, Norrish, 1983). Многие исследователи считают, что реактив Тамма практически не растворяет гематит и гетит (Зонн,

1982; Borggaard, 1982; Schwertmann et al., 1982; Fordham et al., 1984). Мало данных о растворимости ферроксигита в почвах, хотя этот минерал широко представлен в верхних горизонтах лесных почв (Водяницкий, Добровольский, 1998). Ю.Н. Водяницкий (1998, 2001) показал, что растворимость оксидов и гидроксидов железа реактивом Тамма зависит от многих факторов: степени окристаллизованности и гидратированности, степени агрегации, от контакта минералов железа с глинистыми минералами, с другими железосодержащими минералами и с кальцитом. В любом случае обработка реактивом Тамма захватывает не только аморфные, но и слабоокристаллизованные соединения. Селективность оксалата к аморфным и гидратированным соединениям железа возрастает при обработке в темноте и повышении pH реактива до 4.0 (Воробьева, 1995; Schwertmann, Taylor, 1989). Оксалатрастворимые алюминий (Al_o) и кремний (Si_o) совместно с пирофосфатрастворимым алюминием (Al_p) используются для оценки присутствия аллофанов и имоголита в подзолистых и вулканических почвах (Farmer et al., 1983; Parfitt, Childs, 1988).

Пирофосфатный реагент используется уже на протяжении многих лет для экстрагирования органических компонентов почвы. Помимо железа, связанного с органическим веществом, пирофосфат натрия извлекает также часть свежееобразованных наиболее растворимых гидроксидов железа (Воробьева, 1995; Borggaard, 1988). В частности, растворяются тонкие кристаллы ферригидрита и гетита (Jeanroy, Guillet, 1981; Kassim et al., 1984). Алюминий во многих случаях количественно экстрагируется из гумусовых комплексов пирофосфатом натрия. Раствором пирофосфата также экстрагируются небольшое количество алюминия из аллофанов (Farmer et al., 1983). Тем не менее, количество пирофосфатрастворимого кремния обычно очень низкое, что свидетельствует о незначительном растворении аллофанов многих почв раствором пирофосфата (Parfitt, Childs, 1988).

Таким образом, при анализе содержания и поведения различных соединений железа, алюминия, кремния и марганца в почвах большое значение имеют их минералогический состав, органическое вещество, кислотность. Краткая характеристика основных свойств почв приведена в табл. 5.1. Более подробно неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная почва, подзол иллювиально-железистый и дерново-карбонатная типичная почва описаны в главах 3, 5 настоящей монографии и в наших предыдущих работах (Чижикова и др., 2000; Копчик, Ливанцова, 2003а).

5.1. Неглубокоподзолистая почва

Распределение абсолютного содержания дитионитрастворимого железа по профилю неглубокоподзолистой почвы носит элювиально-иллювиальный характер с резким уменьшением в подзолистом горизонте (0.69%) и значительным увеличением в иллювиальной части (до 1.42-1.65%, табл. 5.2). Распределение относительного содержания этих соединений имеет аккумулятивный характер с максимумом в горизонте Е и минимумом в гор. ВСса (39 и 27% от валового соответственно). Это свидетельствует о том, что большая часть железа находится в силикатной форме, хотя верхняя часть профиля характеризуется наибольшей выветрелостью, что хорошо согласуется с ранее опубликованными минералогическими данными (Чижикова и др., 2000). Минералами, активно отдающими железо в исследуемых почвах, являются гидрослюды триоктаэдрического типа, содержание которых составляет 70% и 36% в илестых фракциях горизонтов ВСса и Е соответственно, хлориты и смешаннослойные образования. Во фракции тонкой и средней пыли поставщиками железа служат биотиты и хлориты. Процессы разрушения этих минералов затронули как илестую, так и пылеватые фракции, и они обогатились тонкодисперсным кварцем. Вот почему в горизонте Е фиксируется минимальное количество соединений железа и одновременно наибольшее содержание его аморфных форм.

70-82% дитионитрастворимого железа не растворяется оксалатом, свидетельствуя о значительном содержании (0.48-1.29%) в почве сильноокристаллизованных оксидов железа. Высокая окристаллизованность оксидов железа может быть обусловлена низким содержанием органического вещества (табл. 5.1), свойственным подзолистым почвам бореальных лесов. Известно, что органическое вещество, наряду с силикатами и фосфатами, тормозит кристаллизацию гидроксидов железа за счет активной сорбции на их поверхности, препятствующей дальнейшему росту кристаллов (Cornell, Schwertmann, 1979; Schwertmann, 1988). В подзолистом горизонте кислая среда (pH_{CaCl_2} 4.0) может препятствовать кристаллизации частиц железистых минералов (Водяницкий, Добровольский, 1998).

Содержание оксалатрастворимых форм железа варьирует от 0.19 до 0.36%. Дифференциация их по профилю имеет элювиально-иллювиальный характер. Соотношение Fe_o/Fe_d колеблется от 0.30 в гор. Е до 0.18 в гор. ВСса, что свидетельствует о повышенном содержании неокристаллизованной фазы в элювиальном горизонте. В составе оксалатрастворимого железа по всему профилю преобладают соединения, не связанные с органическим веществом. Содержание железо-органических соединений (пирофосфатрастворимых) составляет 26-50% от оксалатрастворимого с максимальным содержанием в гор. В1.

Разрушение алюмосиликатов сказалось и на поведении алюминия, валовое содержание которого минимально в горизонте Е (6.9%) и максимально в В2 (9.8%, табл. 5.3). Распределение дитионит- и оксалатрастворимого алюминия также носит элювиально-иллювиальный характер. Содержание Al_d в почве низкое, составляет всего 1.2-2.1% от валового и колеблется от 0.10% в гор. ВСса до 0.18% в гор. В1. Количество Al_o варьирует в

больших пределах – от 0.08-0.09% в гор. Е и ВСса до 0.19-0.20% в иллювиальных горизонтах. Повышенное содержание в иллювиальной части профиля оксалатрастворимого алюминия по сравнению с дитионитрастворимым (Al_0/Al_d 1.06-1.17) связано, возможно, с присутствием имоголита (короткоупорядоченные фазы), который не растворим в дитионит-цитрате и хорошо растворим в реактиве Тамма (Dahlgren, Ugolini, 1950; Parfitt, Henmi, 1982; Farmer et al., 1983).

Дифференциация пирофосфатрастворимого алюминия (Al_p) также происходит по элювиально-иллювиальному типу. В элювиальном горизонте содержание Al_p составляет 0.05%, т.е. более половины оксалатрастворимого алюминия ($Al_p/Al_0=0.59$). На глубине 25-38 см (гор. В1) содержание Al_p резко возрастает до 0.09%, а соотношение Al_p/Al_0 снижается до 0.44. В нижележащем гор. В2 количество Al_p снижается до 0.037%, а соотношение Al_p/Al_0 – до 0.19. Это свидетельствует о том, что аккумуляция алюмо-органических соединений происходит только в верхней части иллювиальной толщи, тогда как в нижней части (38-61 см) преобладает «аморфный» алюминий, не связанный с органическим веществом.

Распределение железо- и алюмо-органических соединений по профилю не одинаково, о чем свидетельствует молярное отношение Fe_p/Al_p (табл. 5.3). Во всем профиле преобладает органическое вещество, связанное с железом ($Fe_p/Al_p > 0.5$), доля которого увеличивается практически в два раза в нижней части (38-70 см).

Содержание и распределение по профилю соединений железа в неглубокоподзолистой почве сопоставимо с таковыми в типичных подзолистых и дерново-подзолистых почвах таежно-лесной зоны (Зонн, 1982; Подзолистые почвы..., 1980; Тонконогов, 1999). Однако доля дитионитрастворимого железа в исследуемой почве меньше по сравнению с литературными данными. При этом как абсолютное, так и относительное содержание оксалатрастворимых железа и алюминия в почвах близки. Наряду с разнообразием почвообразующих пород, биоклиматических условий и процессов почвообразования различия в соотношении различных соединений железа могут быть обусловлены методическими причинами. Широкое соотношение растворителя и почвы и их длительное взаимодействие по сравнению с принятыми в России методиками может способствовать более полному извлечению дитионит- и оксалатрастворимых соединений железа из почвы. В то же время, многократная экстракция дитионит-цитрат-бикарбонатом может извлекать больше свободных соединений железа по сравнению с однократной обработкой с помощью дитионит-цитрата. Обработка оксалатом в темноте снижает выход в раствор железа по сравнению с обработкой на свету, принятой в России, в связи с увеличением селективности к аморфным соединениям. К сожалению, работы по сравнительному анализу результатов извлечения железа с помощью разных методик немногочисленны.

Валовое содержание кремния относительно увеличивается (примерно на 5%) в подзолистом горизонте по сравнению с иллювиальной частью профиля. Такое увеличение складывается в том числе за счет возрастания количества тонкодисперсного кварца в илистых и пылеватых фракциях, фиксируемых рентгендифрактометрически. Однако содержание подвижных соединений кремния, как оксалат-, так и дитионитрастворимых, в подзолистом горизонте минимально.

Профильное распределение соединений марганца характеризуется минимумом в подзолистом горизонте и накоплением на глубине 40-60 см (горизонт В2). Соотношение содержания различных соединений марганца практически не изменяется с глубиной (табл. 5.4).

Карбонаты отсутствуют в элювиальном горизонте, содержатся в незначительном количестве (<2%) в иллювиальной части профиля и в максимальном (12%) – в переходном горизонте ВСса (табл. 5.1), что согласуется с морфологическим описанием почв.

Таким образом, снижение pH с 7.9 до 4.8 способствовало активизации кислотного гидролиза слоистых силикатов тонкодисперсных фракций в верхнем элювиальном горизонте. Частично этим процессом затронуты минералы и нижележащего горизонта (25-38 см).

5.2. Подзол иллювиально-железистый

В подзоле иллювиально-железистом низкое содержание илистой фракции (1.9-2.8%) обуславливает небольшое количество минералов-железоносителей, которые дают 1.3-1.8% валового железа. Однако именно в этой фракции, а также во фракции тонкой и средней пыли, сосредоточены компоненты, формирующие профиль и дающие элементы, по-разному окрашивающие его генетические горизонты. Это железо, высвобождающееся при разрушении гидрослюдов триоктаэдрического типа и вермикулита, количество которых составляют более 50% суммы компонентов ила, и биотит, хлорит и вермикулит тонкопылеватых фракций. В верхней 24-см толще железосодержащие компоненты почвы активно трансформируются и разрушаются (Чижикова и др., 2000). Так же, как и в профиле неглубокоподзолистой почвы этими процессами затронуты фракции тонкой и средней пыли. Продукты разрушения минералов формируют горизонт Вf, в котором отмечается наибольшее количество несиликатного железа и его аморфных форм (табл. 5.2).

Содержание нерастворимого в дитионит-цитрате железа превышает количество дитионитрастворимого во всех горизонтах подзола (табл. 5.2). Абсолютное содержание дитионитрастворимого железа в почве низкое и варьирует в пределах 0.23-0.54% (табл. 5.2). Его распределение по профилю характеризуется резкой дифферен-

циацией, почти полным выносом из горизонта Ae и значительной аккумуляцией в иллювиальной части профиля (гор. Bh и Bf). Относительное содержание дитионитрастворимого железа в процентах от валового варьирует от 22% в нижней части профиля до 31% в горизонте Bf.

Максимальное количество оксалатрастворимого железа в подзоле содержится в иллювиальных горизонтах (0.27-0.28%). Они же характеризуются наибольшей величиной соотношения Fe_o/Fe_d (табл. 5.2). Причиной этого может быть высокое содержание органического вещества в иллювиальном горизонте, замедленная кристаллизация или образование оксидов железа в этом горизонте *in situ*. Распределение содержания пиррофосфатрастворимого железа по профилю характеризуется максимумом в иллювиально-гумусовом горизонте Bh (0.093%). С глубиной как абсолютное, так и относительное содержание железо-органических соединений уменьшается, достигая минимума в гор. C2 (0.004 и 0.42% соответственно). В нижней части профиля преобладают не связанные с органическим веществом оксиды и гидроксиды железа. Профильное распределение абсолютного содержания окристаллизованных форм железа сходно с распределением «аморфных» форм и носит элювиально-иллювиальный характер, с максимальным содержанием в горизонтах Bh и Bf (0.27 и 0.24% соответственно).

Распределение соединений алюминия в подзоле также носит элювиально-иллювиальный характер с ярко выраженным максимумом в горизонте Bf (табл. 5.3). Относительное содержание несиликатного алюминия составляет всего 0.7-3.7% от валового с максимумом в горизонте Bf. Содержание оксалатрастворимого алюминия по сравнению с дитионитрастворимым очень велико и превышает его в нижней части профиля. Минимальное значение отношения Al_o/Al_d (0.77) наблюдается в горизонте Bh, а максимальное в горизонтах BC и C1 (1.70 и 1.73 соответственно). Отношение $(Al_o - Al_n)/Si_o$ для иллювиальной части профиля составляет 2.86 и 2.16, что свидетельствует о возможном присутствии имоголита. Тесная прямая взаимосвязь величин $(Al_o - Al_n)$ и содержания Si_o ($r=0.95$) подтверждает вероятность присутствия имоголита (Parfitt, Henmi, 1982; Gustafsson et al., 1995). Однако однозначная диагностика его затруднена. В реальных почвах обнаружить имоголит рентгенодифрактометрическим методом практически невозможно в связи как с его малым содержанием, так и с наложением дифракционных максимумов слоистых силикатов группы хлорита, каолинита, смектита. Для определения имоголита используют обычно инфракрасную спектроскопию, термогравиметрический анализ, электронную микроскопию.

Наибольшее содержание алюмо-органических соединений (Al_n) также наблюдается в горизонте Bf (0.13%), однако соотношение Al_n/Al_o выше в горизонте Bh (0.71) по сравнению с гор. Bf (0.55). В нижней части профиля содержание связанного с органическим веществом алюминия плавно снижается до практически полного отсутствия на глубине 82-100 см. Молярное соотношение Fe_n/Al_n в профиле подзола резко отличается от такового в профиле неглубокоподзолистой почвы (табл. 5.3). Преобладание железо-органических соединений над алюмо-органическими наблюдается только в верхнем горизонте Ae ($Fe_n/Al_n=1.06$), тогда как в нижележащих горизонтах доминируют алюмо-органические соединения ($Fe_n/Al_n<0.5$).

Формирование профиля в пределах песчаных отложений обуславливает высокое валовое содержание кремния и его небольшое относительное увеличение в подзолистом горизонте (табл. 5.3). Максимальное количество дитионитрастворимого кремния отмечается в горизонте Bf, а содержание оксалатрастворимых форм в иллювиальных горизонтах в 5 раз превышает таковое в горизонте Ae.

Марганец представлен в основном силикатной и карбонатной формами (табл. 5.4). Доля «свободного» марганца велика лишь в верхней части профиля, что объясняется, по-видимому, его биогенной аккумуляцией и высвобождением из силикатов и карбонатов вследствие их разрушения.

Подзол характеризуется низким содержанием остаточных карбонатов в профиле, немного возрастающим с глубиной (табл. 5.1).

Содержание и закономерности профильного распределения соединений железа и алюминия в исследуемом иллювиально-железистом подзоле типичны для подзолистых почв на песчаных почвообразующих породах (Подзолистые почвы..., 1981). Анализ содержания соединений железа, алюминия, кремния и марганца свидетельствует об их резкой элювиально-иллювиальной дифференциации, что хорошо согласуется с морфологической, гранулометрической и химической дифференциацией профиля подзола (табл. 5.1; Чижикова и др., 2000). В подзоле по сравнению с неглубокоподзолистой почвой валовое содержание железа и алюминия снижается, доля участия дитионитрастворимых форм железа в формировании иллювиального максимума сокращается, а оксалатрастворимых форм – возрастает.

5.3. Дерново-карбонатная почва

В дерново-карбонатной типичной почве, сформировавшейся на литогенно разнородном субстрате и функционирующей в нейтральной среде (pH 7.5-7.8), не происходит процесса трансформации слоистых силикатов и их разрушения. Поэтому в верхнем горизонте мы фиксируем наибольшее количество валового железа и его соединений.

Распределение соединений железа в профиле дерново-карбонатной почвы отличается от почв подзолистого ряда. Абсолютное и относительное содержание дитионитрастворимого железа низкое, с наибольшими величинами в гумусовом горизонте и наименьшими в гор. D. Для дерново-карбонатной почвы характерно высокое

отношение $(Fe_v - Fe_d)/Fe_d$, составляющее 3.3 и 3.4 в верхней части профиля и резко возрастающее до 7.4 в горизонте D, что свидетельствует о незначительной степени выветрелости почвы и, особенно, подстилающей породы. Слабое преобразование железосодержащих минералов в процессе педогенеза типично для дерново-карбонатных почв и бурых лесных почв (Водяницкий, Добровольский, 1998).

В абсолютном и относительном выражении дитионитрастворимое железо представлено окристаллизованными формами. Оксалатрастворимое железо составляет 19-25% от дитионитрастворимого, причем максимум приходится на горизонт AD. В составе оксалатрастворимого железа преобладают формы, не связанные с органическим веществом. Максимальное количество железо-органических соединений (пирофосфатрастворимого железа) также приходится на горизонт AD (31% от оксалатрастворимого).

Анализ минералогического состава фракций тонкой и средней пыли свидетельствует об отсутствии потенциальных источников элементов-хроматоров, т.е. железа.

Дифференциация дитионит- и оксалатрастворимого алюминия имеет аккумулятивный характер (табл. 5.3). Содержание Al_d и Al_o максимально в горизонте A1 и составляет 0.14 и 0.13% соответственно. В горизонте D эти формы алюминия практически отсутствуют.

Распределение Al_o по профилю имеет иной характер. Максимальное содержание алюмо-органических соединений, также как и железо-органических, наблюдается в средней части профиля – 0.083%, что составляет 67% от Al_o .

Высокое содержание Fe_d , Fe_o , Al_d и Al_o в верхнем горизонте объясняется, возможно, относительной аккумуляцией в результате выщелачивания карбонатов, либо абсолютной аккумуляцией вследствие высвобождения железа силикатов и карбонатов (Бетехтин, 1961).

Содержание валового кремния в профиле этой почвы минимально по сравнению с почвами подзолистого ряда (24.6-26.0% в верхней части профиля и всего 14.7% в подстилающем известняке). Количество дитионитрастворимого кремния в пределах профиля достигает 0.14%, а оксалатрастворимого кремния в несколько раз меньше.

Наибольшее содержание в верхней части профиля характерно и для соединений марганца (табл. 5.4), вероятно, в связи с их биогенной аккумуляцией.

Дерново-карбонатная почва отличается максимальным одержанием карбонатов. Оно составляет 18-25% в верхней 30 см толще и резко возрастает (до 75%) в горизонте D, что подтверждает двучленность породы.

5.4. Выводы

Содержание и состав соединений железа, алюминия, кремния и марганца в типичных для средней тайги почвах лесных экосистем Национального природного парка «Русский Север» отличаются большим разнообразием, обусловленным различиями минералогического и гранулометрического составов и карбонатности почвообразующих пород, биогенных условий и процессов почвообразования. Резкое изменение реакции среды с нейтральной до сильнокислой при выносе карбонатов сказалось на процессах разрушения минералов и, как следствие, на дифференциации различных соединений железа, алюминия, кремния и марганца в пределах профилей подзолистых почв.

Все исследуемые почвы характеризуются резко выраженным преобладанием нерастворимого в дитионит-цитрате железа. Неглубокоподзолистой остаточно-карбонатной почве свойственны наибольшая выветрелость минералов и максимальная доля дитионитрастворимого железа в элювиальной части профиля. До половины оксалатрастворимых («аморфных») форм представлено пирофосфатрастворимыми (металл-органическими) соединениями, в составе которых доминируют железо-органические комплексы. В иллювиально-железистом подзоле содержание дитионитрастворимого железа низкое, вклад в его состав оксалатрастворимых («аморфных») и окристаллизованных соединений примерно одинаков. Доля железо-органических (пирофосфатрастворимых) соединений невелика. Распределение дитионит-, оксалат- и пирофосфатрастворимых соединений характеризуется резкой элювиально-иллювиальной дифференциацией по профилю подзолистых почв. Значительное содержание растворимого в оксалате и нерастворимого в дитионит-цитрате и пирофосфате алюминия и кремния свидетельствует о вероятном присутствии имоголита в почвах подзолистого ряда. Дерново-карбонатная почва отличается резким преобладанием нерастворимого в дитионит-цитрате железа, наименьшей выветрелостью минералов и преимущественно аккумулятивным характером распределения соединений железа, алюминия, кремния и марганца с максимумом в гумусово-аккумулятивном горизонте.

ГЛАВА 6. КИСЛОТНОСТЬ И КАТИОННООБМЕННЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Большинство почв гумидных областей лесной зоны характеризуется кислой реакцией среды и низкой насыщенностью основаниями (Подзолистые почвы..., 1980, 1981; Forest Soil..., 1997). Это широкий ряд подзолистых, дерново-подзолистых, дерново-глеевых, бурых лесных, болотно-подзолистых, торфяных болотных почв. Однако наряду с кислыми почвами в пределах таежно-лесной зоны встречаются дерново-карбонатные почвы разной степени выщелоченности, развитые на карбонатных почвообразующих породах под хвойно-мелколиственными и мелколистными лесами и характеризующиеся близкой к нейтральной реакцией среды. Вместе они образуют широкий спектр почв, различающихся по своим свойствам, уровню естественного плодородия, вкладу в поддержание биологического разнообразия (Карпачевский, 1977; Копчик и др., 2001; 2003; Koptsik et al., 2001).

Реакция среды и содержание обменных оснований в корнеобитаемых горизонтах почв в значительной степени определяет их экологическое качество (Копчик, Ливанцова, 2003б). Исследование кислотности и катионообменных свойств как наиболее информативных показателей состояния лесных почв является важнейшей частью их мониторинга (Гришина и др., 1991; International Co-operative Programme..., 1989, Manual for Integrated Monitoring..., 1993), направленного на оценку и прогноз естественных и антропогенно обусловленных изменений лесных биогеоценозов (БГЦ). Эта работа особенно актуальна для почв особо охраняемых территорий в связи со специфическими особенностями и задачами их функционирования. Поэтому глава посвящена оценке кислотности, катионообменных свойств и их пространственной изменчивости в основных типах почв лесных БГЦ национального парка «Русский Север», различающихся по своему генезису. Приводятся также краткие сведения о содержании и профильном распределении органического вещества в почвах.

6.1. Органическое вещество

Содержание и запасы органического вещества в почвах лесных БГЦ варьируют в широких пределах, определяясь преимущественно видовым составом и продуктивностью фитоценозов и типом почв. Основные запасы органического вещества сосредоточены в лесных подстилках. Подстилки хвойных лесов грубогумусные типа мор. Мощность подстилок неглубокоподзолистых почв под ельниками составляет 6-8 см, запасы – 6-9 кг/м² при средних значениях 6.5-7 кг/м² (табл. 6.1). Потери при прокаливании невелики и составляют в среднем 37-48% (рис. 6.1). Содержание углерода и азота максимально в подстилке и снижается до десятых и сотых долей процента в минеральных горизонтах, плавно убывая с глубиной (табл. 6.2). При этом неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная почва Шалго-Бодуновского леса несколько богаче органическим веществом по сравнению с неглубокоподзолистой почвой вблизи д. Окулово. Отношение C/N очень высокое, что свидетельствует о низкой обеспеченности гумуса лесных почв азотом.

Подстилка подзола сосняка менее мощная (4-6 см) и обладает меньшими запасами (4-6 кг/м²). Содержание $C_{\text{общ}}$ снижается от 48-62% в подстилке до 1.5% в горизонте Ae и 0.1-0.2% в нижней части профиля. Иллювиальные горизонты характеризуются небольшим накоплением органического вещества.

Дерново-подзолистая и бурая лесная почва под ельниками имеют небольшие по мощности (1-4 см) и запасам (0.9-2.2 кг/м²) подстилки типа модер. При прокаливании подстилка теряет более половины своей массы (52-61%, рис. 6.1). Несмотря на повышенное содержание углерода в подстилке дерново-подзолистой почвы (54%) по сравнению с бурой лесной (39%) запасы его в обеих подстилках невелики. Минеральный профиль характеризуется накоплением углерода (2.7-4.6%) и азота (0.06-0.07%) в горизонте A и плавным снижением их содержания с глубиной.

Дерново-карбонатная почва под березняком отличается фрагментарной маломощной (0.5 см) подстилкой типа кальциевый мюллер, представленной преимущественно остатками листьев березы и трав. Запасы ее не превышают 0.3 кг/м². Подстилка отличается максимальными потерями при прокаливании (66%, рис. 6.1) и высоким общим содержанием углерода (52%, табл. 6.2). Минеральный профиль выделяется максимальной аккумуляцией углерода (до 9.2%) и азота (до 0.09%) среди исследуемых почв, возможно, благодаря связыванию гумусовых веществ с кальцием и закреплению их в верхней части профиля.

6.2. Кислотность почв

Максимальной кислотностью верхней части профиля отличается иллювиально-железистый подзол сосняка зеленомошного. В органогенном горизонте – лесной подстилке – значения pH_{H_2O} составляют 4.1-4.9; pH_{CaCl_2}

– 3.2-4.5; обменной кислотности – 25-30, рН-зависимой кислотности – 73-113 смоль(+)/кг (табл. 6.3). Обменная кислотность представлена преимущественно ионами водорода (70-95%). Наиболее кислым является нижний гумусовый подгоризонт подстилки. Низкими значениями рН характеризуется и маломощный подзолистый горизонт. С глубиной рН возрастает, достигая нейтральных значений в почвообразующей породе. В связи с песчаным гранулометрическим составом и низким содержанием органического вещества минеральная часть профиля имеет невысокие величины обменной кислотности (1-5 смоль(+)/кг), в составе которой доминируют ионы А (70-100%). Необменная кислотность не превышает нескольких десятых смоль/кг, лишь в обогащенном грубодисперсным органическим веществом горизонте Ае она достигает 7 смоль(+)/кг.

Неглубокоподзолистая почва ельника медуницево-снытево-кисличного характеризуется кислой и слабокислой реакцией верхних горизонтов, сменяющейся близкой к нейтральной реакцией в почвообразующей породе. Минимальные значения рН свойственны подзолистому и переходному горизонту Е/В, находящемуся на контакте контрастных по гранулометрическому составу элювиальной и иллювиальной частей профиля. Обменная и особенно рН-зависимая кислотности (23 и 60 смоль(+)/кг) подстилки меньше по сравнению с подзолом сосняка зеленомошного, по-видимому, в связи с нейтрализацией органических кислот основаниями, высвобождающимися при разложении богатого остатками широколиственного опада. В минеральном профиле максимальными величинами потенциальной кислотности обладают иллювиальные горизонты. Обменная кислотность подстилки представлена ионами водорода (100%). В структуре обменной кислотности минеральных горизонтов доминирует алюминий: доля его изменяется от 51% в АЕ до 94% в Е, 80-90% в В1 и 60% в горизонте С.

Несмотря на сравнительно близкое залегание карбонатов неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная почва ельника чернично-зеленомошного имеет сильнокислую и кислую реакцию верхней части профиля. Самыми кислыми в профиле являются подстилка и подзолистый горизонт. В мощной грубой подстилке типа мор кислотность нарастает от листового ($\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ 4.6) к гумусовому ($\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ 3.8) подгоризонту. Для профиля характерно контрастное изменение величин рН, достигающих 7.5 в почвообразующей породе. Контрастный характер имеют и профильные распределения обменной и рН-зависимой кислотности: они максимальны в подстилке (26-30 и 75-120 смоль(+)/кг), составляют 8 и 15 смоль/кг в подзолистом горизонте и снижаются с глубиной, исчезая в почвообразующей породе. Доля обменного водорода максимальна в подстилке (77-100%), алюминия (62-77%) – в подзолистом горизонте. Очень высокие величины рН-зависимой кислотности типичны для органогенных горизонтов и обусловлены депротонированием функциональных групп слабых органических кислот при повышенных (8.2) значениях рН. В минеральных горизонтах с низким содержанием органического вещества источником рН-зависимой кислотности могут быть гидроксиды железа и алюминия, поверхностные гидроксильные группы которых депротонируются при повышении значений рН, а также почвенные хлориты, широко представленные в глинистом материале исследуемых почв (Чижикова и др., 2000). Известно, что прослойки гидроксида алюминия в хлоритизированных структурах способны растворяться в растворе гидролитически щелочной соли, увеличивая рН-зависимую кислотность и ЕКО (Соколова, 1993).

Среди почв подзолистого ряда наименее кислой является старокультуренная дерново-неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная почва под ельником широколиственно-кисличным. Почти весь профиль характеризуется слабокислой реакцией, сменяющейся нейтральной и слабощелочной при переходе к карбонатной почвообразующей породе. Маломощная подстилка типа модер имеет $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ 5.6 и невысокую для органогенных горизонтов почв хвойных лесов обменную кислотность (25 смоль(+)/кг). В верхней части профиля минимальная кислотность ($\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ 6.2) свойственна гумусово-аккумулятивному горизонту, максимальная ($\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ 4.6) – ниже лежащему старопашотному горизонту, в настоящее время, видимо, подвергающемуся интенсивному оподзоливанию. Несмотря на пониженное по сравнению с горизонтом А содержание органического вещества – основного носителя рН-зависимых зарядов, старопашотный горизонт характеризуется в полтора раза более высокой обменной и рН-зависимой кислотностью (7 и 13 смоль(+)/кг). Обменный А1 отсутствует в подстилке, доля его изменяется от 50-60% (А и А_р) до 80% (Е) и 72-75% (В) в минеральной части профиля.

Слабокислой реакцией всего профиля обладает и бурая лесная остаточно-карбонатная почва под ельником грушанково-костяничным. Обменная кислотность невелика и представлена преимущественно ионами водорода в подстилке (93%) и гумусовом горизонте (58%) и ионами алюминия (56-85%) в ниже лежащих горизонтах. Повышенная рН-зависимая кислотность верхней части профиля обусловлена обогащенностью органическим веществом.

Дерново-карбонатная почва под березняком с осиной гераниево-снытевым отличается максимальными значениями рН всего профиля, лежащими в нейтральной и слабощелочной областях. Кислые обменные катионы в составе ППК отсутствуют.

Кислотность основных типов почв на территории парка в целом соответствует диапазону ее изменчивости, свойственной аналогичным почвенным типам в таежно-лесной зоне (табл. 6.12-6.16). Отличительной особенностью является контрастное изменение показателей кислотности почв подзолистого ряда по профилю: эти почвы обладают сильнокислой, кислой и слабокислой реакцией верхних горизонтов, сменяющейся слабокислой и нейтральной реакцией с глубиной. Такое изменение кислотности по профилю типично для подзолистых лесных почв на карбонатных почвообразующих породах (Подзолистые почвы..., 1980, 1981). Как свидетельствует широкомасштабное обследование лесных почв Европы, большая часть их характеризуется высокой кислотностью,

особенно в верхней части профиля. В связи с различной кислотной силой органических кислот, pH органогенных горизонтов может варьировать в широких пределах; 80% значений изменяется от 3.0 до 5.4 (Forest Soil..., 1997). Значения pH подстилок обычно на 0.2-1.0 единицу ниже, чем таковые нижележащих минеральных горизонтов. Значения pH_{CaCl_2} ниже 3.5 отмечены в 42% подстилок, 22% верхних и только 4% нижележащих минеральных горизонтов (Forest Soil..., 1997). В кислых почвах с большим количеством отрицательно заряженных коллоидов обменная кислотность может превышать 50 смоль(+)/кг; однако в большинстве почв она изменяется от 0.5 до 5 смоль(+)/кг. Высокие значения pH характерны для почв на карбонатных почвообразующих породах (табл. 6.15). В карбонатных почвах 80% значений pH подповерхностных минеральных горизонтов лежат в узком интервале от 6.3 до 7.7 (Forest Soil..., 1997). Влияние карбонатов прослеживается и в подстилках: pH подстилок карбонатных почв значительно (почти на 2 единицы) выше по сравнению с бескарбонатными.

Кислотность подстилок в значительной мере определяется видовым составом древостоя и почвенно-климатическими условиями, влияющими на рост деревьев и скорость разложения органического вещества. Под разнообразными растительными сообществами на разных типах почв часто формируется сходный тип гумуса, при этом pH подстилок может варьировать в широких пределах (табл. 6.1-6.3). Тем не менее, подстилки типа мюллер менее кислые, чем модер и мор. Аналогичные результаты выявлены для лесных почв Европы: pH больше 4.0 имеют 78% подстилок типа мюллер и только 18% – типа мор (Forest Soil..., 1997). Средние значения pH подстилок типа мор (3.6) значительно ниже, чем модер (4.3) и мюллер (4.8). Особенно сильным варьированием значений pH отличаются подстилки типа модер: 20% их очень кислые (pH 3.3), 11% – почти нейтральные (pH > 6.). Нижележащие минеральные горизонты демонстрируют сходные закономерности: их средние значения pH под подстилками типа мор (4.0) ниже, чем под подстилками типа мюллер (5.1).

Таким образом, заметное влияние на кислотность верхних горизонтов исследуемых почв оказывает тип растительности в связи с различиями в химическом составе опада. Известно, что почвы под хвойными лесами обычно более кислые, чем под лиственными. Однако эти различия не всегда достоверны, и причинно-следственные связи не ясны. В связи с различной толерантностью растений к почвенной кислотности, свойства почв могут определять состав растительных сообществ в большей степени, чем сообщества влияют на реакцию почв. Кислотность нижней части почв определяется преимущественно почвообразующей породой.

6.3. Катионообменные свойства

6.3.1. Обменные основания

В составе обменных оснований во всех исследуемых почвах преобладает кальций, второе место занимает магний (табл. 6.4). Обменные калий и натрий присутствуют в незначительных количествах.

В кислых ненасыщенных почвах подзолистого ряда количество обменных оснований изменяется в зависимости от содержания органического вещества, гранулометрического и минералогического состава почв. Содержание обменных оснований в подстилке возрастает в соответствии с их общим содержанием в ряду: подзол сосняка зеленомошного – неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная почва ельника чернично-зеленомошного – дерново-подзолистая почва ельника широколиственно-кисличного – неглубокоподзолистая почва ельника медуницево-снытево-кисличного (табл. 6.4). В минеральном профиле сумма обменных оснований (<0.7 смоль(+)/кг) и насыщенность ими ППК (4-11%) минимальна в иллювиально-железистом подзоле песчаного гранулометрического состава на озерно-ледниковых отложениях. Лишь поглощающий комплекс почвообразующей породы подзола полностью насыщен основаниями. В неглубокоподзолистых и дерново-подзолистой почвах суглинистого гранулометрического состава на моренных отложениях содержание обменных оснований возрастает от 0.4-0.8 смоль(+)/кг в подзолистом горизонте до 13-16 смоль(+)/кг в нижней части профиля. В этом же направлении увеличивается и степень насыщенности основаниями.

В бурой лесной почве содержание обменных оснований превышает 50 смоль(+)/кг в подстилке, составляет около 13 смоль(+)/кг в горизонте А, возрастает в В_м и достигает максимума в ВС (22 смоль(+)/кг), что соответствует профильному распределению тонкодисперсных фракций. Доля обменных оснований в ППК возрастает с глубиной, достигая 100% в почвообразующей породе.

Нейтральная дерново-карбонатная почва полностью насыщена основаниями. Содержание их максимально в подстилке (более 70 смоль(+)/кг) и гумусово-аккумулятивном горизонте (25 смоль(+)/кг) и снижается с глубиной в соответствии с профильным распределением органического вещества и ила.

Количество обменных оснований и степень насыщенности ими ППК в лесных подзолах, подзолистых, дерново-подзолистых и бурых лесных почвах европейской территории России сильно варьируют (табл. 6.11-6.14; Подзолистые почвы..., 1980, 1981). Широкий диапазон изменчивости этих показателей в верхней части профиля суглинистых почв связан с разнообразием растительного покрова таежно-лесной зоны, его сложной внутрибиоценотической структурой, влиянием почвообразующих пород. Дерново-карбонатные почвы практически полностью насыщены основаниями (табл. 6.15).

В лесных почвах западной Европы содержание обменных оснований обычно (90% участков) не превышает 25 смоль(+)/кг в верхнем минеральном и 20 смоль(+)/кг в нижележащем горизонтах (Forest Soil..., 1997).

Поскольку многие лесные почвы характеризуются высокой кислотностью и ненасыщенностью, сумма обменных оснований в подповерхностном минеральном горизонте часто не превышает 1 смоль(+)/кг. Более 10% лесных почв Европы полностью насыщены основаниями; это преимущественно карбонатные почвы.

6.3.2. Емкость катионного обмена

Емкость катионного обмена определяется содержанием и природой несущих заряды компонентов почв, органических и минеральных. Многокомпонентность и химическая неоднородность ППК обуславливают широкий диапазон величин ЕКО почв. Максимальными величинами ЕКО обладают органогенные горизонты всех исследуемых почв (табл. 6.4). Особенно велика ЕКО нижних гумусовых подгоризонтов подстилок, достигающая 100-140 смоль(+)/кг. Высокие величины ЕКО свойственны обогащенной органическим веществом верхней части профиля дерново-карбонатной почвы. Повышенными величинами ЕКО обладают тяжелосуглинистые горизонты средней и нижней частей профиля неглубокоподзолистых и бурой лесной почв, обогащенные тонкодисперсным материалом (Чижикова и др., 2000). Минимальными величинами ЕКО (1-6 смоль(+)/кг, до 9 смоль(+)/кг в Ae) характеризуется минеральный профиль подзола, отличающийся низким содержанием органического вещества и песчаным гранулометрическим составом.

Зависимость ЕКО от pH обуславливает повышенные величины $E_{CO_{7.0}}$ по сравнению с $E_{CO_{6.5}}$. Действительно, $E_{CO_{7.0}}$, рассчитанная как сумма обменных оснований и общей кислотности, определенных при pH 7.0, должна быть выше $E_{CO_{6.5}}$, определенной при pH 6.5, за счет дополнительной ионизации функциональных групп ППК при повышении pH. Кроме того, растворение карбонатов в водноэтанольной среде может немного (на 0.3 смоль(+)/кг) завышать результаты определения обменного кальция (Воробьева, 1998). Следует заметить, что величины $E_{CO_{7.0}}$ и $E_{CO_{6.5}}$ в наибольшей степени отражают реальную емкость обмена насыщенных основаниями почв и пород с близкой к нейтральной реакцией среды. В кислых ненасыщенных верхних горизонтах большинства исследуемых почв как $E_{CO_{7.0}}$ так и $E_{CO_{6.5}}$ должны существенно превышать реальную ЕКО, определяемую при свойственных почве значениях pH.

Пределы изменения ЕКО исследуемых почв соответствовали широкому диапазону величин $E_{CO_{эфф}}$ лесных почв Европы, изменяющихся от 0.1 до 100 смоль(+)/кг в зависимости от содержания и природы почвенных коллоидов (Forest Soil..., 1997). Профильное распределение $E_{CO_{эфф}}$ отражало содержание органического вещества с максимумом преимущественно в верхней части. 80% $E_{CO_{эфф}}$ верхних минеральных горизонтов варьировало от 1.9 до 28.4, а нижележащих горизонтов – от 1.1 до 21.4 смоль(+)/кг. В более глубоких, бедных органическим веществом горизонтах $E_{CO_{эфф}}$ обычно определялось гранулометрическим составом.

Связи кислотности и катионообменных свойств почв. Корреляционный анализ дал представление о наличии связей между свойствами почв и о степени тесноты этих связей. Весьма тесные прямые связи выявлены между значениями pH_{H_2O} , pH_{CaCl_2} и pH_{KCl} ($r=0.97$, рис. 6.3а, табл. 6.5). При этом значения pH_{CaCl_2} в среднем на 0.44 единицы ниже pH_{H_2O} . Варьирование pH и водной ($r=0.73-0.86$), и солевой ($r=0.68-0.82$) суспензий связано с варьированием обменной кислотности. Как пространственная неоднородность, так и методические отличия (титрование до pH 8.2 и 7.0) определяют различия величин обменной кислотности почв основных разрезов и участков мониторинга. Однократное вытеснение кислотных компонентов из ППК с помощью 1 М KCl (титрование до pH 8.2) позволяет извлечь лишь около 20% “кислых” катионов от их числа, определяемого титрованием до pH 7.0 после исчерпывающего вытеснения 1 М NH_4NO_3 .

Обнаружена тесная прямая связь между pH и степенью насыщенности основаниями (рис. 6.3б). Попытки поиска зависимости между величиной pH и степенью насыщенности ППК предпринимали многие исследователи. В ряде работ была обнаружена тесная прямая связь между pH и традиционно рассчитанной степенью насыщенности основаниями, и предложены простые уравнения для ее описания (Bloom, Grigal, 1985; Bosatta, 1993). Однако в кислых лесных почвах, особенно в органогенных горизонтах с низкими значениями pH (<4), взаимосвязи между pH, AI и степенью насыщенности основаниями могут не соответствовать традиционным представлениям, и AI может вести себя как основание (Ross et al., 1996).

Выявлена прямая связь между обменной и pH-зависимой кислотностью, содержанием обменного Ca и ЕКО ($r=0.72-0.95$). Почвы с высокой ЕКО обычно обогащены органическим веществом и тонкодисперсными частицами (рис. 6.3в-6.3д) и наоборот. Отмечена тесная прямая связь содержания обменного Mg с количеством ила ($r=0.84$) и физической глины ($r=0.80$), обусловленная, видимо, присутствием содержащих Mg глинистых минералов в ППК. Обнаружена весьма тесная прямая связь содержания органического углерода и азота ($r=0.998$, рис. 6.3е).

6.4. Природа и закономерности пространственной изменчивости свойств почв в лесных биогеоценозах

Пространственное варьирование свойств почв обусловлено комплексом естественных факторов, включающих неоднородность почвообразующих пород, рельефа, растительного покрова, и проявляется в различных пространственных масштабах. Высокая неоднородность свойственна почвам лесных БГЦ в связи с пестротой растительности, микрорельефа, сложной историей развития. Значительный вклад в неодно-

родность почвенных свойств вносит биотическая трансформация экотопа. Мозаичность строения фитоценоза, т.е. выраженность в его горизонтальной структуре закономерных повторяющихся микрогруппировок, связанных с фитоценозическими причинами (Миркин и др., 2000; The Mosaic-Cycle Concept ..., 1991), влечет неоднородность других компонентов экосистемы и формирование ее парцеллярной структуры (Основы ..., 1964). Изменчивость свойств почв внутри парцелл связывают с фитогенными полями, формируемыми каждым растением (Карпачевский, 1977). Влияние фитогенного поля дерева на свойства почв определяется интенсивностью потоков элементов, поступающих с трансформированными кронами осадками, прижизненными корневыми выделениями, растительным опадом, поглощаемых корнями из почвы в процессе роста. Однако в течение жизни одного поколения деревьев происходят изменения в пространственной организации лишь наиболее лабильных свойств самого верхнего слоя почв (Дмитриев и др., 1999), названных ценогенетическими (Раменский, 1971). Смена поколений в лесных БГЦ сопровождается нарушениями в сложении почв, образованием выворотов, бугров, западин, перемешиванием верхних слоев почвы, выходом на поверхность более глубоких горизонтов. Большой вклад в формирование пространственной неоднородности вносят ветровалы (Карпачевский, 1977).

Для оценки пространственного варьирования свойств почв в разных типах лесных экосистем были заложены 6 участков, разбитых на 10 квадратов 10x10 м; образцы были взяты методом систематического отбора из центра квадратов (см. гл. 2). В ходе лабораторных исследований отобранные образцы почв были проанализированы по 18 показателям (мощности верхних горизонтов, запасы подстилки, потери при прокаливании, содержание органического углерода, показатели кислотности).

Обработка результатов проведена методами описательной статистики. При исследовании пространственной неоднородности свойств почв определяли средние, стандартные отклонения и ошибки средних, доверительные интервалы, медианы и моды, верхний и нижний децили, характеристики асимметрии и эксцесса, диапазоны изменения, минимумы и максимумы, проверялась нормальность распределений. Были охарактеризованы средние значения свойств; значимость различий средних была оценена по *t*-критерию, предполагая нормальность распределений. Предположение о нормальности распределения проверялось по критерию Колмогорова-Смирнова. При исследовании множества индивидуальных значений свойств почв различия почв под разными биоценозами были оценены по перекрытию диапазонов между нижним и верхним децилями распределений их свойств.

Приведенные данные наглядно представляют пространственную неоднородность свойств лесных почв (табл. 6.6-6.11). Мощность и запасы подстилок характеризуются заметной пространственной изменчивостью в пределах БГЦ (табл. 6.6-6.11), нарастающей от грубых кислых подстилок типа мор к мягким слабокислым и нейтральным подстилкам типа модер и мюль с увеличением карбонатности почв. Максимальная изменчивость свойственна запасам фрагментарно выраженной подстилки дерново-карбонатной почвы под березняком на Цыпиной горе (табл. 6.11). Содержание углерода органических соединений в верхнем минеральном горизонте варьирует в меньшей степени: коэффициент вариации изменяется от 11% в бурой лесной почве до 28-33% в подзоле и подзолистой остаточно-карбонатной почве.

Оценка кислотности верхних горизонтов почв участков мониторинга (Копчик, Ливанцова, 2003а) выявила ее значительную пространственную неоднородность как между, так и внутри БГЦ (рис. 6.2). Более 70% возможных пар величин pH и 40% обменной кислотности достоверно различаются по средним значениям на 95% уровне значимости независимо от характера распределения. При этом иллювиально-железистый подзол и неглубокоподзолистая почва достоверно отличаются по большинству показателей кислотности от дерново-неглубокоподзолистой и бурой лесной почвы, а дерново-карбонатная почва – от всех остальных. Неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная почва занимает промежуточное положение: по подстилке она достоверно отличается от бурой лесной (pH_{H_2O} , pH_{CaCl_2} , pH_{KCl}) и дерново-неглубокоподзолистой (pH_{CaCl_2}) почв, а по минеральной части – от подзола и неглубокоподзолистой почвы (все показатели).

В большинстве почв исследуемых БГЦ подстилка достоверно отличается от верхних минеральных горизонтов по pH_{H_2O} (за исключением неглубокоподзолистой и бурой лесной) и pH_{CaCl_2} (за исключением неглубокоподзолистой) и во всех – по обменной кислотности.

Значения pH в силу их логарифмического характера отличаются минимальным варьированием: коэффициенты вариации не превышают 11-13% в большинстве почв (табл. 6.6-6.11). Коэффициенты вариации обменной кислотности изменяются от 34 до 48% в подстилке, от 20 до 75% в верхнем и от 28 до 57% в нижележащем минеральных горизонтах. Близкие величины показателей пространственной изменчивости кислотности почв внутри биогеоценозов были получены в других регионах таежно-лесной зоны (Карпачевский, 1977; Соколова и др., 1997). Минимальное относительное варьирование pH свойственно дерново-карбонатной почве (коэффициенты вариации 3.0-5.7%), а обменной кислотности – подзолу (20-39%). Подзолистая остаточно-карбонатная почва резко выделяется из представленного ряда максимальными величинами коэффициентов вариации pH (15-21%) и обменной кислотности (48-109%), характерных диапазонов их изменения и доверительных интервалов средних значений (рис. 6.2), что можно объяснить попаданием в верхние минеральные горизонты карбонатов из почвообразующей породы при механическом и биогенном нарушениях профиля. В

большинстве почв не наблюдается закономерного снижения варьирования ни одного из показателей кислотности с глубиной. Лишь в подзоле, дерново-неглубокоподзолистой и бурой лесной почвах обменная кислотность подстилок более вариабельна по сравнению с минеральными горизонтами.

В то время как средние значения свойств подстилок, как правило, достоверно различаются, высокая пространственная изменчивость, напротив, в значительном числе случаев приводит к перекрытию диапазонов между нижним и верхним децилями, т.е. маскирует различия (рис. 6.4). Действительно, суммарное число значимых различий средних значений (пиктограммы а-б) в два раза превышает число значимых различий самих значений (пиктограммы в). Эта разница наглядно демонстрирует качественное отличие макроскопического и микроскопического аспектов почвенных исследований. 80%-ный диапазон между нижним и верхним децилями характеризует изменчивость свойств отдельных образцов, подверженных влиянию факторов всех пространственных масштабов, превышающих размер одиночного образца. В этом смысле 80%-ные диапазоны отражают микроскопический аспект исследования, а преобладающее перекрытие диапазонов свойств почв различных БГЦ означает, что единичные измерения и относительно небольшие выборки, как правило, не могут убедительно продемонстрировать различия их свойств. Определенные по тем же самым выборкам средние значения, являющиеся оценкой свойств всего почвенного горизонта в пределах площадки мониторинга, напротив, существенно лучше дифференцируют почвы различных БГЦ. Оперирование только средними значениями, как, например, при суждении о различиях свойств почв разных БГЦ на основании *t*-критерия, означает мысленное распространение среднего значения на всю почву исследуемого участка и сознательный отказ от учета высокочастотных компонентов вариации. Средние величины, отражающие макроскопический аспект исследования, характеризуют изменчивость в масштабах, превышающих размер исследуемого участка; они лучше отражают свойства элементарного почвенного ареала как целого. Связанные с усреднением упрощения характерны для различных сложных систем (Pattee, 2000).

В то же время следует подчеркнуть, что исследование средних значений свойств почв различных почвенных ареалов предполагает объективный характер их выбора. Подобные вопросы об объективности выбора часто метафорически формулируют, а знает ли природа, что о ней думают исследователи? Вопрос о том, догадываются ли выбранные для исследования почвенные ареалы о том, что они различны, в некотором смысле эквивалентен вопросу, а запечатлены ли различия ареалов непосредственно в исследуемых свойствах почв.

Переформулируем вопрос: можно ли, исследуя “втемную” совокупность измерений свойств почв двух площадок мониторинга, однозначно установить, что исследуемая совокупность измерений характеризует свойства как бы смешанной почвы, что исследуемый объединенный участок действительно можно разделить на два с существенно различными свойствами. А это уже типично спектроскопический вопрос – можно ли из наблюдаемого распределения (спектра значений) выделить отдельные распределения (в оптике – линии спектра).

В статистике для характеристики распределения свойств часто используется интервал между верхним и нижним децилем, а отсутствие перекрытия этих интервалов – как критерий достоверности разделения объектов на две группы (напр., Vogt et al., 2001; Baize, Sterckeman, 2001). Рассматривая сложение двух нормальных распределений с компонентами равной амплитуды и широты и с различными средними значениями, можно показать смысловую оправданность использования междецильного интервала. Действительно, сдвиг компонент на величину двойного стандартного отклонения компоненты вызывает уплощение вершины суммарного распределения или появление плеч при разных амплитудах компонент. При увеличении же сдвига непосредственно проявляется двухвершинность суммарного распределения (при соизмеримых амплитудах компонент). В этом смысле можно утверждать, что сами данные, само суммарное распределение подсказывает существование двух компонент. В оптике на ранних этапах исследования широко использовался критерий Рэлея, позволяющий различить отдельные спектральные линии тренированным глазом и соответствующий сдвигу компонент на величину, равную 2.67 стандартным отклонениям компонент. Такой сдвиг с хорошей точностью соответствует соприкасанию границ междецильных интервалов распределений этих компонент. Именно в этом смысле можно утверждать, что междецильные интервалы являются естественной характеристикой свойств элементарных почвенных ареалов². Отсутствие же перекрытий междецильных интервалов свойств свидетельствует о потенциальной возможности использования исследуемых почв в качестве базиса разложения при исследовании больших пространственно-протяженных почвенных объектов (смешанных ареалов), или, другими словами, подтверждает “элементарность” исследуемых почв, возможность отнесения их к элементарным почвенным ареалам.

2 Использование квартилей, более надежно определяемых по сравнению с децилями при малом числе измерений (Белюсова, Мешалкина, 2000; Kanwar et al., 1998.), пожалуй, ещё более популярно при статистических описаниях. Соприкасание междквартильных интервалов соответствует смещению двух компонент на величину, несколько превышающую стандартное отклонение одиночных компонент. Такое небольшое смещение распределений соответствует крайне малому, трудно регистрируемому отличию суммарного распределения от нормального. Поэтому отсутствие пересечения междквартильных интервалов не может служить критерием различия распределения свойств почв; соответствие же этого критерия различию средних в случае достаточного числа измерений не вызывает сомнений.

6.5. Выводы

Генезис и свойства почв национального парка «Русский Север» отражают как развитие зонального процесса почвообразования, так и влияние специфических природных условий, определяемых разнообразием почвообразующих пород, рельефа и растительности краевой зоны валдайского оледенения. Широкое распространение карбонатных пород обуславливает контрастное изменение кислотности и степени насыщенности основаниями по профилю большинства почв.

Типичные для таежной зоны подзолистые и дерново-подзолистые почвы на моренных суглинках характеризуются мощной подстилкой, кислой реакцией верхней части профиля, повышенной потенциальной кислотностью, слабой насыщенностью основаниями. Почвенная кислотность снижается, а насыщенность основаниями возрастает с глубиной. Подзолистые остаточно-карбонатные почвы отличаются наиболее контрастным изменением кислотности по профилю.

Развитые на озерно-ледниковых песках под сосняками иллювиально-железистые подзолы обладают мощной грубогумусной подстилкой, кислой реакцией всего профиля, сменяющейся нейтральной в породе, минимальными величинами ЕКО, содержания обменных оснований, углерода и азота.

Бурая лесная почва имеет подстилку типа модер, слабокислую реакцию среды, повышенные содержание и степень насыщенности основаниями.

Дерново-карбонатные почвы четко выделяются из представленного ряда благодаря карбонатности профиля и подстилающей породы. Они имеют фрагментарную маломощную подстилку типа мюллер, нейтральную и слабощелочную реакцию среды, высокую емкость катионного обмена и насыщенность обменными основаниями, обогащены органическим веществом. Среди обменных катионов преобладает кальций.

Почвы лесных экосистем характеризуются высокой пространственной изменчивостью свойств как между биогеоценозами, так и внутри них. Варьирование свойств почв изменяется в зависимости от природы свойства, типа почвы, почвенного горизонта, неоднородности растительности, микрорельефа, истории экосистемы. Подзол отличается минимальным, а подзолистая остаточно-карбонатная почва – максимальным варьированием показателей кислотности. По большинству показателей кислотности иллювиально-железистый подзол и неглубокоподзолистая почва значительно отличаются от дерново-неглубокоподзолистой и бурой лесной почвы, а дерново-карбонатная почва – от всех остальных. Неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная почва занимает промежуточное положение, отличаясь от бурой лесной и дерново-неглубокоподзолистой почв по подстилке, а от подзола и неглубокоподзолистой почвы – по минеральной части.

Характер пространственной изменчивости полученных данных, качественно разная структура значимости различий свойств почв, определенных на основании различия средних и по отсутствию перекрытия диапазонов между верхним и нижним децилями, демонстрируют первоочередность на настоящем этапе макроскопического аспекта почвенных исследований. Усредненные характеристики протяженных почвенных тел определены значительно лучше, сильнее различаются для различных экосистем, чем совокупности индивидуальных определений почвенных свойств, и потому являются естественной оценкой свойств почв как целого в пределах относительно большой площади. В конечном итоге это одно из проявлений усреднения как механизма редуцирования, упрощения наблюдаемой картины мира. Это обстоятельство позволяет надеяться на более легкое обнаружение и объяснение количественных закономерностей изменения свойств почв по сравнению с исследованием множества индивидуальных значений свойств.

ГЛАВА 7. ПОЧВЫ КАК ОСНОВА РАЗНООБРАЗИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ В ЛЕСНЫХ БИОГЕОЦЕНОЗАХ

Функционирование и устойчивость биогеоценологических систем зависят как от внутренних взаимодействий их компонентов, так и от окружающей среды, а также от антропогенного воздействия. В лесных биогеоценозах (БГЦ) особое значение имеет структурно-функциональная взаимосвязь их основных компонентов – почв и растительности. Сложной и динамичной системе почва – растение принадлежит важнейшая роль в процессах обмена веществом и энергией, определяющая биогеохимический круговорот элементов. В настоящее время накоплены обширные материалы, свидетельствующие о тесной связи растительных сообществ и почв (Карпачевский, 1977; Добровольский, Никитин, 1986 и др.). Формирование растительного покрова обусловлено климатом, рельефом и разнообразием местообитаний; при этом рост и развитие растений зависят от свойств почв. Влияя на конкурентные отношения между разными видами и индивидами, свойства почв в значительной степени определяют видовой состав и структуру фитоценозов. В свою очередь, растения изменяют почву благодаря отмершему органическому веществу, трансформации осадков кронами, воздействию корней. Влияние растений проявляется прежде всего в изменении наиболее динамичных свойств почв, отражающих воздействие современного ценоза и названных Л.Г. Раменским (1971) ценогенетическими.

Тесная взаимосвязь растительности с почвой является одной из аксиом классической геоботаники и теоретической основой индикационной геоботаники. Наиболее известными в геоботанических исследованиях европейской части России являются отечественные экологические шкалы Л.Г.Раменского (Раменский и др., 1956) и Д.Н. Цыганова (1983), а также европейские шкалы Г. Элленберга (Ellenberg, 1974, 1996) и Э. Ландольта (Landolt, 1977). Однако непосредственная оценка свойств почв, в отличие от определения трофотопов по характеру растительности, позволяет более корректно и детально охарактеризовать условия формирования и функционирования фитоценозов. Вместе с тем популярные в настоящее время исследования биоразнообразия в основном ограничены рамками биоценозов и не рассматривают взаимосвязи с важнейшим компонентом БГЦ – почвой. Лишь в последние годы в рамках Конвенции по биоразнообразию получает все большее развитие т.н. «экосистемный подход», включающий междисциплинарные исследования всех компонентов экосистем, в том числе почв (Hartje et al., 2002). Такие исследования, безусловно, необходимы и требуют системного подхода (Миркин, Розенберг, 1978; Уиттекер, 1980; Березина, Афанасьева, 2009). Анализ экологического качества почв должен быть непременным этапом изучения лесных БГЦ и взаимосвязи их важнейших компонентов – растительности и почв.

Глава посвящена анализу взаимосвязи разнообразия видового состава фитоценозов и свойств почв с помощью метода главных компонент (МГК). Исследования базируются на гипотезе о том, что ординационные диаграммы, отражающие характеристические свойства многомерных матриц адекватно выбранных данных, могут естественным образом, т.е. независимо от их интерпретации, и лучше характеризовать систему почва-растительность как целостный объект, чем простая совокупность исходных свойств и отдельных элементарных процессов. В основе гипотезы лежит представление о единстве методов математического описания мира, о том, что методы описания микрокосма с принципиально присущей ему неопределенностью должны «работать» и при описании свойств таких сложных макросистем, как лесные экосистемы, также характеризующихся им внутренне присущей, принципиально неустранимой неопределенностью отдельных исследуемых свойств. Среди методов многопараметрического анализа предпочтение отдано МГК как наиболее простому и математически элегантному, основанному на аппроксимации матрицы A анализируемых данных с использованием ее сингулярного разложения, т.е. одновременно учитывающего характеристические свойства матриц AA^+ и A^+A .

7.1. Влияние свойств почв на растительность

Видовой состав и структура растительных сообществ в лесных БГЦ, продуцирование и накопление фитомассы определяются в первую очередь плодородием почвы и условиями освещенности (Сахаров, 1951; Матвеева, 1954; Карпов, Старостина, 1969; Карпачевский, 1977 и др.). Известно, что сухие редколесья, открытые сообщества могут иметь больше видов растений, чем сомкнутые леса с более влажной средой. Открытая структура редколесий пропускает больше света к травяному ярусу, а также способствует мозаичности нижнего яруса вследствие чередования там освещенных и затененных участков. В редколесьях может возникнуть широкий диапазон условий ресурса, менее подверженных влиянию полога деревьев. Таким образом, редколесье может быть более разнообразным по составу видов нижнего яруса и, следовательно, по общему количеству видов сосудистых растений, чем соседний сомкнутый лес (Уиттекер, 1980). Однако количественные оценки связи состояния древесного (de Vries et al., 2000; Klar et al., 2000) и травяного (Выгодская и др., 1976; Демченко, 1984; Солнцева, Холопова,

1987) ярусов с отдельными параметрами среды немногочисленны, а со свойствами почв – сравнительно редки (Карпачевский, 1977; Солнцева, Холопова, 1987; Falkengren-Grerup et al., 1995a, b; Okland, Eilertsen, 1996).

С этой точки зрения полезно понятие экологического качества почв. Под экологическим качеством почв мы понимаем совокупность их свойств, обеспечивающих осуществление важнейших экологических функций – среды обитания, связующего звена биологического круговорота веществ и энергии, биологической продуктивности. Экологически качественными следует считать почвы, свойства которых находятся в пределах, обеспечивающих поддержание и устойчивое развитие природных экосистем. В отличие от лесорастительных свойств почв понятие их экологического качества более обширное и емкое, охватывающее, с одной стороны, широкий спектр почв и почвенных свойств, а с другой – связи со всеми компонентами биоценоза.

При изучении взаимосвязи растительности и почв основное внимание традиционно уделяется влажности и содержанию элементов питания в почвах (Карпачевский, 1977; Солнцева, Холопова, 1987; Березина, Афанасьева, 2009). Однако в регионах с гумидным климатом и преобладанием естественно кислых почв решающую роль в обеспечении их плодородия может играть кислотность. Это обусловлено, прежде всего, неблагоприятным влиянием кислой реакции среды на растения. В последние десятилетия изучение почвенной кислотности как ключевого фактора негативного воздействия на наземные и водные экосистемы получило новый импульс в связи с проблемой кислых осадков. Однако поиск зависимости состояния лесных фитоценозов от подкисления почв не дал однозначных результатов в связи со сложностью проблемы и недостатком сопоставимых по природным характеристикам лесных экосистем в фоновых и подверженных кислотным выпадениям районах (Falkengren-Grerup et al., 1995a, b; Okland, Eilertsen, 1996).

В лесах Подмосковья связь продуктивности травяных растений с эдафическими параметрами в ельниках, сосновых культурах, мелколиственных лесах и на вырубках (более 500 площадок 25x25 см²) была вдвое ниже, чем с поступающей солнечной радиацией (Солнцева, Холопова, 1987). Наибольшая масса травяного яруса была характерна для местообитаний с освещенностью 15% и более (% от открытого места), влажностью почвы 40% при pH почвы 4.5-5.0 и 5.5-6.0 и содержании гумуса 1-2%, Ca²⁺ 5-7 смоль(+)/кг и Al³⁺ 0.5 смоль(+)/кг почвы. Однако при раздельном рассмотрении объектов соотношение экологических параметров по степени их влияния на накопление фитомассы травяного покрова менялось. В ельниках, где травяной ярус сформирован видами, приспособленными к трансформации лучистой энергии в условиях низкой освещенности, фитомасса травяного яруса в большей степени связана с влажностью почвы и ее кислотностью, чем с количеством приходящей радиации. На вырубке при отсутствии дефицита света и влаги также преобладают связи со свойствами почвы: pH и содержанием обменного алюминия. В хвойных лесах масса лесной подстилки почти в равной степени с ФАР определяла развитие травяного покрова. Исследование особенностей формирования травяного яруса в лесах Подмосковья (Солнцева, Холопова, 1987) показало, что оптимальное использование им ресурсов среды лесного БГЦ и продуцирование наибольшей фитомассы осуществляется в результате рационального размещения видов травяного покрова в пространстве при специфичной горизонтальной и вертикальной его структуре, достаточно реактивной на условия окружающей среды.

Таким образом, анализ формирования и изменений древесного яруса и напочвенного покрова в процессе естественного развития БГЦ или различных нарушениях, связанных со сменой условий окружающей среды, невозможны без учета экологического качества почв.

7.1.1. Кислотность почв

Функциональные нарушения, происходящие при подкислении почв, могут затрагивать клеточный, тканевый, видовой и системный уровень организации растительных сообществ (Смит, 1985; Runge, Rode, 1991; Forest Soil Conditions..., 1997). Единичные исследования (Ипатов и др., 1977; Okland, Eilertsen, 1996) свидетельствуют о ведущей роли кислотности почв в формировании напочвенного покрова лесных экосистем. Экологические шкалы Г. Элленберга содержат информацию об отношении к кислотности почв средневропейских сосудистых растений и мхов (Березина, Афанасьева, 2009). Реакция растений на pH почв значительно различается. В свою очередь растительный покров оказывает существенное влияние на кислотность почв, определяя ее величину, пространственное и временное варьирование в верхних горизонтах.

Реакцию почвы как фактор роста и развития растений в основном исследовали для выяснения оптимальных условий выращивания сельскохозяйственных культур (Иванов, 1970). Этому вопросу посвящено огромное количество литературы (Ремезов, 1952; Голубев, 1954; Авдонин, 1957, 1964; Палавеев, Тотев, 1983; Зонн, Травлев, 1992). Наиболее известный и распространенный способ снижения почвенной кислотности – известкование, широко применяемый в настоящее время не только в земледелии, но и в лесоводстве, и рыбоводстве Европы (Liming as a measure..., 1988).

Негативное влияние повышенной кислотности на растения в таежной зоне обусловлено несколькими причинами, среди которых наибольшее значение имеют следующие: 1) недостаток кальция и магния – необходимых элементов питания; 2) повышенная концентрация ионов алюминия, марганца и водорода; 3) изменение доступности элементов питания для растений; 4) изменение физических свойств почвы (Голубев, 1954; Авдонин, 1964; Иванов, 1970; Палавеев, Тотев, 1983; Зонн, Травлев, 1992; Орлов, 1992; Runge, Rode, 1991). Происходит

снижение уровня микробиологической активности, нитрификации и азотфиксации, но увеличивается деятельность некоторых видов грибов (Каппен, 1934; Иванов, 1970). В кислой среде повышается мобильность тяжелых металлов (Копчик и др., 1998), у растений снижается индекс устойчивости по отношению к ним (Растения в экстремальных..., 1983). По степени токсичности и распространенности металлов в кислых почвах, элементы образуют следующий ряд: $Al > Mn > Fe > Cu > Zn$, H. Однако, если в почвах высоко содержание кальция и магния, то даже большие количества обменного алюминия не подавляют развитие растений, т.е. проявляется сильный антагонизм по отношению к алюминию (Ганжа, 1941; Салаяев, 1965; Палавеев, Тотев, 1983).

Вопрос о прямом токсичном действии на растения высокой концентрации ионов водорода в почвенном растворе остается дискуссионным. При изучении воздействия обменных ионов водорода и алюминия на растения выяснено, что даже сравнительно высокие концентрации H-ионов не оказывают прямого токсического действия, хотя этот фактор является индикатором свойств почвы, определяющим условия питания и развития растений (Палавеев, Тотев, 1983; Зонн, Травлеев, 1992). Повреждения, вызванные сильнокислой реакцией, проявляются в большей или меньшей степени в зависимости от вида растения, его возраста и состава почвенного раствора (Иванов, 1970; Runge, Rode, 1991; Falkengren-Grerup et al., 1995a, b). Повышенная концентрация протонов в почвенных растворах приводит к резкому снижению поступления в растения большинства элементов питания, особенно калия (Ганжа, 1941; Голубев, 1954; Прокушкин, 1982), подавляется деятельность многих микроорганизмов (Каппен, 1934; Орлов 1992), вследствие чего замедляется разложение растительных остатков и уменьшается доступность биогенных элементов (N, P, S, многих микроэлементов) (Ипатов и др., 1977; Копчик и др., 1998; Соколова др., 2001). У растений происходит снижение устойчивости к насекомым, патогенным грибам и микроорганизмам.

В оптимальных концентрациях ионы алюминия необходимы для растений, они участвуют в качестве неспецифического катализатора при активировании некоторых ферментов и нуклеиновом обмене, повышают устойчивость к низким температурам, засолению и засухе (Прокушкин, 1982). С.П. Костычев и А.Т. Кирсанов (1937, цит. по: Ганжа, 1941) отмечали, что при pH 6.0-6.5 ионы алюминия могут оказывать стимулирующее действие на растения и благоприятствовать прорастанию семян мезофитов. Небольшие дозы алюминия оказывали положительный эффект на рост и развитие люцерны и клевера (0.1-0.2 мг/л), саженцев кукурузы (0.25-0.50 мг/л), картофеля (1-10 мг/л) и чайного куста (до 100-180 мг/л) (Палавеев, Тотев, 1983; Зонн, Травлеев, 1992).

В то же время алюминий – важнейший элемент с точки зрения риска повреждения растений на кислых почвах. Предполагается, что алюминий подавляет рост корней, препятствует поглощению воды и элементов питания растениями, снижает их сопротивляемость болезням и продуктивность (Ulrich, 1989; Sverdrup, Warfvinge, 1993; Cronan, Grigal, 1995). На кислых почвах токсическое действие алюминия обусловлено степенью кислотности, режимом фосфорного питания и подвижностью оксидов/гидроксидов алюминия, особенно при сильной обедненности почв органическим веществом. Алюминий блокирует доступность фосфора, кальция и магния, изменяет активность пероксидазы, подавляет процессы дыхания и клеточного деления в корне (Авдонин, 1957; Зонн, Травлеев, 1992; Копчик и др., 1998). В неустойчивых к большим количествам алюминия растениях сильно подавляется синтез нуклеиновых кислот и активность аденозинтрифосфата. Изменяется и аминокислотный состав белков. Сущность физиологического действия алюминия на растения заключается в следующем: ионы алюминия, поступающие в клетки корней, соединяются с остатками орто- или метафосфорной кислоты протоплазмы и ядер клеток, вызывая затверждение протоплазмы, изменение внутренней архитектоники клеток, нарушение обмена веществ и биологических функций протоплазмы, в особенности клеточных ядер (Фроловская, 1963; Палавеев, Тотев, 1983; Прокушкин, 1982; Зонн, Травлеев, 1992; Кислотные осадки..., 1999).

При слабом отравлении алюминием наземные органы не обнаруживают заметных изменений, а в наибольшей степени токсическое действие алюминия выражено на подземную часть растений. Корневая система сильно укорачивается, замедляется деление клеток, ослабевают или прекращаются развитие вторичных корней, первичные корни не растут в длину и разбухают, вследствие чего идет обеднение корней азотом и уменьшение активной поверхности корня (Арбузов, 1940; Голубев, 1954; Иванов, 1970). У древесных пород резко снижается биомасса тонких корней, падает скорость ветвления, увеличивается доля мертвых корней и количество патологической микоризы (Кислотные осадки..., 1999).

Устойчивость к токсическому действию алюминия возрастает при: 1) наличии у растительного вида способности развиваться при низком содержании кальция и фосфора и образовывать на поверхности корней алюмофосфаты; 2) наличии у растений способности связывать алюминий и $Al(OH)_3$ в хелаты; 3) большой способности к накоплению алюминия в цитоплазме в инактивированной форме; 4) низкой потенциальной кислотности; 5) низком уровне нитратов в среде; 6) высоким содержании ионов-антагонистов (Фроловская, 1963; Палавеев, Тотев, 1983; Зонн, Травлеев, 1992; Кислотные осадки..., 1999; Runge, Rode, 1991).

Как было отмечено выше, наиболее полно изучено влияние кислотности, и в частности обменного алюминия, на сельскохозяйственные культуры. Растения подразделяются на разные категории по устойчивости к подвижному алюминию: очень чувствительны (4-6 мг/л) – сахарная свекла, пшеница, ячмень, лен, клевер, люцерна, томаты; более устойчивы – рожь, сорго, овес, люпин, гречиха, кукуруза, картофель, капуста, репа; устойчивы – азалия, чайный куст. Приводятся значения токсичных концентраций Al в разных почвах для целого ряда

сортов растений и рассматриваются способы снижения уровня кислотности и подвижности ионов алюминия (Фроловская, 1963; Голубев, 1954; Авдонин, 1957, 1971; Палавеев, Тотев, 1983; Зонн, Травлеев, 1992). В последние десятилетия в связи с проблемой кислых осадков накоплены сведения о токсичном действии алюминия на лесообразующие породы (Копчик и др., 1998; Кислотные осадки..., 1999).

7.1.2. Элементы питания

Азот – главный элемент минерального питания, необходимый для нормального роста и развития растений. Он входит в состав почти всех важнейших органических веществ, участвует в формировании хлорофилла, ферментов, витаминов, ростовых веществ и др. (Березина, Афанасьева, 2009). Цитоплазма в значительной степени состоит из азотсодержащих соединений. Недостаток азота подавляет фотосинтез. Растения измельчаются, возникают признаки, сходные с ксероморфозом (пейноморфоз). Наиболее ярко признаки пейноморфоза выражены у растений тундр, верховых болот, бедных песчаных и каменистых почв. Напротив, обилие азота в почве приводит к изменению морфологии, анатомии, химического состава растений. Увеличиваются надземная биомасса, количество и размеры листьев, содержание в них хлорофилла и воды. Повышенное поступление азота с атмосферными выпадениями уже привело к повышению продуктивности лесов Европы в последние десятилетия (Emmett, 2007). Лучшее снабжение азотом расширяет экологический ареал растений по отношению к обеспеченности их теплом, водой, светом и другими факторами (Работнов, 1979).

Металлы-макроэлементы (Ca, Mg, K) выполняют в растении фундаментальные функции регулирования свойств протоплазмы и клеточных мембран, ионного баланса и реакции среды в клетках (Ильин, 1982; Ковалевский, 1991; Кислотные осадки..., 1999).

Кальций необходим для нормального хода фотосинтеза, регуляции физико-химического состояния цитоплазмы, проведения буферных реакций, он влияет на проявление синергизма и антагонизма при поглощении питательных и токсичных элементов (Климашевский и др., 1978; Палавеев, Тотев, 1983; Likens, Bormann, 1995). В литературе часто используется отношение $Ca:Al$ или $(Ca+Mg+K):Al$ в почвенном растворе как показатель условий среды обитания и минерального питания растений (Кислотные осадки..., 1999; Runge, Rode, 1991; Steinnes, 1993). В почвах кальций способствует разложению растительных остатков и сохранению гумусовых веществ в виде гуматов Ca и более сложных органоинеральных соединений (Григорьева, 1995; Плотникова и др., 2001). Была установлена связь между кальцием и содержанием органического вещества и общего азота в подстилках хвойных лесов (Зайцев, 1966).

Под влиянием магния улучшается водный режим, увеличивается интенсивность фотосинтеза, происходит активизация углеводного, азотного и фосфорного обмена растений, который в свою очередь влияет на синтез белков, углеводов, процессы превращения энергии, состояние воды в растениях, структуру протоплазмы (Шкляев, 1981; Ковалевский, 1991; Кислотные осадки..., 1999; Šlesak, 1989).

7.1.3. Древесная растительность

Кислотность – один из основных факторов среды, влияющий на рост и развитие древесных пород. В результате взаимодействия древесных растений с почвами изменяется реакция почвенной среды, т.к. идет избирательное поглощение катионов и анионов и выделение различных количеств органических и минеральных веществ (Зонн, 1954; Снакин и др., 1997). Изменение pH в зоне корневых волосков и кончиков корней – давно установленный факт, поэтому много литературы посвящено изучению влияния древесной растительности, особенно отдельных видов, на процесс подзолообразования (Вильямс, 1950; Зонн, 1954; Пономарева, 1964; Якушев, 1988). По мнению некоторых исследователей (Морозов, 1949; Иванов, 1970) утверждалось, что древесные породы можно разделить на почвоулучшающие (ясень, ольха, ильмовые, береза, лиственница) и почвоухудшающие (ель, сосна, пихта), а также породы, занимающие среднее положение (дуб, бук, осина). Снижение pH (3.8-4.5) благоприятно сказывалось на прорастании липы, клена, ясеня, вяза, черемухи, а повышение (4.5-6.6) – на всхожести конского каштана, дуба, березы (табл. 7.1; Иванов, 1970).

Несмотря на широкое распространение лесных экосистем в пределах провинций с высоким содержанием подвижного алюминия, его влияние на жизнедеятельность древесных и особенно хвойных растений изучается сравнительно недавно. Для хвойных и лиственных древесных пород характерен широкий спектр алюмотолерантности, особенно для видов, изначально растущих на кислых почвах. Считается, что в почвенном растворе алюминий может быть токсичным для растений при концентрации 0.5-1.0 ммоль/л или 2-4 мг/л (Ulrich, 1980; Sverdrup et al., 1990; Кислотные осадки..., 1999). Для семян сосны приводятся величины 1-2 мг/100 г, а для взрослых деревьев – 30-50 мг/100 г (Рахтеенко и др., 1971; Прокушкин, 1982). Критическим значением соотношения $Ca:Al$ (или $(Ca+Mg+K):Al$) в почвенном растворе считается 1 для лесных и 0.5 для тундровых экосистем (Копчик и др., 1998; Кислотные осадки..., 1999; Sverdrup et al., 1990; Sverdrup, Warfvinge, 1993).

Следует отметить, что фитотоксичное действие алюминия, определяемое его концентрацией или отношением $Ca:Al$ ($(Ca+Mg+K):Al$) в почвенном растворе, установлено преимущественно в лабораторных вегетационных экспериментах с саженцами деревьев и сельскохозяйственными культурами (Løkke et al., 1996). Результаты полевых экспериментов (De Wit et al., 2001) и мониторинга (Løkke et al., 1996; Hruška et al., 2001) в

лесных экосистемах противоречивы. Так, в полевых экспериментах с внесением разбавленных растворов $AlCl_3$ в 45-летнем еловом лесу Норвегии были достигнуты высокие (0.1-0.2 ммоль/л) концентрации Al в почвенных растворах и низкое (<0.5) отношение Ca:Al, приводящие обычно к повреждению корней и снижению поглощения элементов питания в вегетационных экспериментах (De Wit, 2000). Трехлетнее воздействие не повлияло на рост тонких корней, рост деревьев и сомкнутость крон в ельнике, однако, привело к уменьшению содержания Mg в хвое. Снижение отношения Mg:Al в тонких корнях позволяет предположить блокирование поглощения магния алюминием в соответствии с реакцией саженцев ели на воздействие Al в вегетационных экспериментах. Результаты не подтвердили эффективность использования отношения Ca:Al в почвенном растворе для индикации повреждения лесов. Современные концентрации алюминия в лесных почвах Норвегии не оказывают токсичного действия на лесную растительность.

7.1.4. Наземный покров

Древесный ярус сильно влияет на структуру лесных экосистем за счет мощного фитогенного поля, перераспределения осадков, изменения состава веществ при прохождении через лесной полог, формирования своеобразного микро- и мезорельефа благодаря приствольным повышениям и вывалам (Почвообразование в лесных биогеоценозах, 1989). Однако в обменных процессах лесных экосистем необходимо учитывать роль и других ярусов, особенно, травяно-кустарничкового и мохового (Дылис, 1964; Аболин и др., 1979; Карпачевский, 1980). Растения напочвенного покрова являются индикаторами почвенно-экологических условий произрастания насаждений, поэтому большое значение имеет определение их видового состава и выявление роли отдельных видов (Ремезов, Погребняк, 1965; Оценка состояния..., 1991; Шиханова, 1997; Голубева, 1999; Красильников, 2001; Timoney et al., 1993).

Еще в начале XIX века зарубежные исследователи пытались выявить зависимость между распространением и частотой произрастания различных растений и концентрацией H-ионов (Каппен, 1934). В результате исследования влияния почвенной реакции на распространение в природе целого ряда различных семейств растений было установлено ясное соотношение между ними. Однако одновременное определение реакции водных вытяжек и средней частоты произрастания различных растений не выявило строгой зависимости между этими показателями в связи с воздействием других факторов, в частности, концентрации других ионов.

В дальнейшем этот вопрос рассматривался многими исследователями как для высших растений (Ипатов и др., 1977; Falkengren-Grerup et al., 1995a), так и для мхов и грибов (Курочкин, 1985; Nygaard, Abrahamsen, 1991; Mäkipää, 1995; Mutter et al., 1998). Некоторые растения напочвенного покрова оказались устойчивы к высокой концентрации обменного водорода, но не алюминия (*Carex remota*), или наоборот (*Brachypodium sylvaticum*, *Digitalis purpurea*), очень чувствительны к обоим ионам (*Origanum vulgare*, *Geum urbanum*, *Mycelis muralis*), толерантны к ним (*Avenella flexuosa*, *Juncus squarrosus*, *Galium hircynicum*, *Calluna vulgaris*) (Runge, Rode, 1991; Nygaard, Abrahamsen, 1991; Falkengren-Grerup et al., 1995a).

В настоящее время продолжают исследования взаимосвязей между видовым составом напочвенного покрова и факторами почвенного питания с привлечением методов количественного анализа. Ряд исследователей отмечает слабую связь отдельных видов с содержанием основных элементов питания (N, P, K), выделяется только кислотность почвы, которая оказывает более сильное влияние на встречаемость видов, развитие их корневой системы и биомассу (Оценка и сохранение, 2000; Falkengren-Grerup et al., 1995a, b; Mutter et al., 1998; Timoney et al., 1993). Черника и брусника показали четкую обратную зависимость обилия от pH (Ипатов и др., 1977; Nygaard, Abrahamsen, 1991). Исследования напочвенного покрова лиственных лесов Швеции показали, что pH и концентрация Al в почвенном растворе в равной степени (Falkengren-Grerup et al., 1995b), а концентрация кальция и pH почв лучше по сравнению с отношением Ca:Al (Falkengren-Grerup et al., 1995a) определяли чувствительность растений к подкислению.

Большинство растений обладает довольно широкой экологической амплитудой, которая обеспечивает устойчивость растительного покрова в меняющихся условиях (Шиханова, 1997; Красильников, 2001). Отмечается, что толерантность растений часто связана с колебаниями в свойствах почвы, условиями минерального питания, а конкурентные отношения в биогеоценозе определяют особенности экосистемы на данной почве, состав доминантов, случайных спутников и содоминантов (Соболев, 1966; Карпачевский и др., 1998; Runge, Rode, 1991; Falkengren-Grerup et al., 1995a, b; Mutter et al., 1998).

7.2. Краткая характеристика лесных биогеоценозов

Для еловых лесов национального парка характерно сочетание среднетаежных (незначительное присутствие широколиственных пород, слабо развитый ярус кустарников) и южнотаежных (наличие хорошо развитых растений подлеска, обогащение видами "неморального" комплекса, широкое распространение травяных ельников) черт. Исследуемые ельники относятся к зеленомошной (кисличники и черничники) и неморально-травяной группам (табл. 7.2-7.3). Типичные для таежной зоны подзолистые и дерново-подзолистые почвы на моренных суглинках под ельниками характеризуются мощной подстилкой, кислой реакцией верхней части профиля, по-

вышенной обменной и общей кислотностью, слабой насыщенностью основаниями (рис. 7.1-7.3). Кислотность снижается, а насыщенность основаниями возрастает с глубиной. Подзолистые остаточно-карбонатные почвы отличаются контрастным изменением кислотности по профилю (рис. 7.1) и ее максимальным варьированием (рис. 6.2). Значимо различаются по средним величинам на 95%-ном уровне 70% пар pH_{CaCl_2} (рис. 6.2). Бурые лесные почвы имеют подстилку типа модер, слабокислую реакцию среды, повышенное содержание обменных оснований.

Флористический состав сосняков беднее, чем ельников. В основе его – бореальные виды, часто с широким ареалом, выпадают многие неморальные элементы, высокотравье. Обычно более проста и ярусная структура (не выражены подлесок, подъярусы в травостое). Исследуемый типично среднетаежный сосняк Сокольского бора – вторичного происхождения со сравнительно богатым флористическим составом, частично обязанным истории леса. При палинологическом и фитолитном анализах обнаружены следы неоднократных пожаров, значительное участие в лесах на месте современного сосняка в историческом прошлом ели и широколиственных пород (липы, дуба, вяза). В настоящее время в сосняке наблюдается еловое возобновление. Такая смена несомненно приведет к обеднению видового состава нижних ярусов леса. Развитые на озерно-ледниковых песках под сосняками иллювиально-железистые подзолы обладают мощной грубогумусной подстилкой, кислой реакцией всего профиля, сменяющейся нейтральной в породе, минимальным содержанием обменных оснований, углерода и азота (см. рис. 7.1-7.3).

Березняки наиболее распространены среди лиственных лесов парка. Флора березняков очень гетерогенна: хорошо развит подлесок, в травяном покрове много луговых (лугово-лесных) и неморальных видов, которые достигают значительных величин обилия. Дерново-карбонатные почвы четко выделяются из представленного ряда благодаря карбонатности профиля и подстилающей породы. Они имеют фрагментарную маломощную подстилку, нейтральную и слабощелочную реакцию среды, высокое содержание обменных оснований и органического вещества (см. рис. 7.1-7.3). Среди обменных катионов преобладает кальций. Характеристика морфологического строения почв, их гранулометрического, минералогического и валового состава дана в главах 3-4.

Таким образом, генезис и свойства почв национального парка отражают как развитие зонального процесса почвообразования, так и влияние специфических природных условий, определяемых особенностями рельефа краевой зоны валдайского оледенения и широким распространением карбонатных пород. Последнее обуславливает сочетание контрастных по кислотности и содержанию обменных оснований почв на территории парка. В свою очередь растительный покров оказывает существенное влияние на кислотность почв, особенно их верхней части. В лесных БГЦ активный рост древостоя сопровождается подкислением почв. Большой вклад в формирование почвенной кислотности вносят доминирующие виды древесных растений. Известно, что почвы под хвойными лесами обычно более кислые, чем под лиственными, однако, эти различия не всегда достоверны и причинно-следственные связи не ясны. В связи с разной толерантностью растений к почвенной кислотности свойства почв могут определять состав растительных сообществ в большей степени, чем сообщества влияют на реакцию почв.

7.3. Анализ взаимосвязи почв и растительности в лесных биогеоценозах

Знание относительного разнообразия растительных сообществ и экотопов позволяет сделать попытку интерпретировать наблюдаемые различия в разнообразии. Сосновый лес растет на кислых, бедных элементами питания и органическим веществом песчаных подзолах. Еловые леса предпочитают более богатые и влажные суглинистые подзолистые и дерново-подзолистые почвы. И, наконец, березовый лес приурочен к наиболее богатым суглинистым дерново-карбонатным почвам с нейтральной и слабощелочной реакцией среды. Разнообразие видов растительных сообществ увеличивается в направлении улучшения экологического качества почв.

Доминантные виды напочвенного покрова обладают в большинстве случаев широкой экологической амплитудой, встречаясь в исследуемых БГЦ на почвах с большим диапазоном свойств. Обращает на себя внимание приуроченность черники, известной как индикатор кислых почв, к сильноокислой и кислой среде (pH_{H_2O} подстилки 4.0-5.4). При этом черника увеличивает свое обилие с ростом содержания калия и азота в подстилке. Кислица, обладающая поверхностной корневой системой, распространена как на кислых (pH_{H_2O} 4.0-5.4) неглубокоподзолистых почвах с мощной подстилкой, так и на слабокислых (pH_{H_2O} 5.9) дерново-неглубокоподзолистых остаточно-карбонатных почвах с маломощной подстилкой. Увеличение обилия кислицы с повышением pH обусловлено, по-видимому, как улучшением экологического качества почв, так и цено-тическими причинами – снижением конкуренции со стороны более крупного разнотравья (*Convallaria majalis*) и кустарничков (*Vaccinium myrtillus*). Звездчатка дубравная (*Stellaria nemorum*) и воронец колосистый (*Actaea spicata*) приурочены к слабокислой и нейтральной (pH_{H_2O} 5.8-6.4), богатой элементами питания (азотом, кальцием и магнием) среде, характерной для подстилки дерново-неглубокоподзолистых остаточно-карбонатных почв. Сильнокислой среды избегают также ландыш майский (*Convallaria majalis*), герань лесная (*Geranium sylvaticum*), купальница европейская (*Trollius europaeus*) и сныть обыкновенная (*Aegopodium podagraria*), наиболее обильные на нейтральных дерново-карбонатных почвах. Мхи распространены только в кислой среде

и отсутствуют в нейтральной, однако поведение разных видов заметно различается. Большинство видов, в том числе *Pleurozium schreberi*, *Dicranum rugosum*, *Dicranum scoparium*, *Hylocomium splendens* предпочитают сильноокислые и кислые подзолы и подзолистые почвы сосновых и еловых лесов, тогда как *Thuidium abietinum* избегает сильноокислой среды и встречается только на слабоокислых дерново-неглубокоподзолистых остаточнокорбонатных почвах ельников горы Мауры.

Обобщенными интегральными характеристиками состава и структуры растительных сообществ являются индексы биоразнообразия. Видовое разнообразие фитоценозов проанализировано с помощью наиболее часто используемых индексов разнообразия – видового богатства, индекса Шеннона-Уивера и индекса выравненности видов. Взаимосвязь растительности и почв исследована как традиционные корреляционные связи и как корреляционная зависимость ординационной диаграммы показателей видового разнообразия от свойств почв, т.е. как взаимное расположение показателей видового разнообразия растительного покрова в пространстве двух первых ГК и аппроксимированных почвенных переменных.

7.3.1. Естественный смысл индексов биоразнообразия
Упрощая, можно сказать, что видовое богатство

$$R = \log_2(N + 1) + 1 \tag{7.1}$$

равно сдвинутому на 1 числу видов N в логарифмическом масштабе. Логарифмический масштаб (рис. 7.4) соответствует интуитивному представлению о значительном влиянии на разнообразие появления нового вида в растительном сообществе при малом числе видов, и об относительно малом влиянии при большом числе видов. Видовое богатство больше или равно единице и является неограниченной величиной (при $N \rightarrow \infty$); $R=1$ при $N=0$, $R(1)=2$, $R(3)=3$, а чтобы R возросло на единицу от своего значения при $N=10$ необходимо, чтобы N возросло на 11, для такого же изменения R на единицу от его значения при $N=100$ необходимо, чтобы N увеличилось на 101, т.е. при больших N для увеличения индекса видового богатства на единицу необходимо чтобы число видов возросло примерно вдвое (чем больше N , тем ближе это число к 2). Интуитивное восприятие видового богатства как логарифма числа видов находится в согласии с представлениями о логарифмическом восприятии человеком многих сигналов из окружающей среды, например, интенсивности света и звука.

Индекс Шеннона-Уивера

$$S = \sum_{i=1}^N p_i \log_2 \left(\frac{1}{p_i} \right) + p_{пуст} \log_2 \left(\frac{1}{p_{пуст}} \right) \tag{7.2}$$

формально исчисляется точно так же, как информационная энтропия (как физическая энтропия с точностью до линейного изменения масштаба), если только трактовать величины p_i как вероятности встретить отдельные виды, а $p_{пуст}$ – вероятность ничего не встретить. При этом вектор вероятностей $\{p_i\}$ статистически характеризует состояние фитоценоза в целом (а экспериментальные оценки $\{p_i\}$ – площадки описания). Поэтому индекс Шеннона-Уивера характеризует неопределенность, неупорядоченность состава фитоценоза, или его пестроту. При оценке величин p_i по суммарной фитомассе отдельных видов, энтропийная трактовка индекса, по всей вероятности, будет вполне справедлива. При принятой оценке величин p_i по проективным покрытиям видов, т.е. по оценке вероятностей встретить отдельные виды в проекции на земную поверхность, естественно говорить, что индекс Шеннона-Уивера характеризует пестроту проективного покрытия фитоценоза.

Введение единицы как слагаемого под знаком логарифма в (7.1) и одновременно $p_{пуст}$ в (7.2), соответствующее рассмотрению наряду с реальными видами пустого пространства также как отдельного вида, или «пустого вида», позволяет унифицированным и плавным образом индексировать возникающие/распадающиеся сообщества (например, зарастание гарей, образование техногенных пустошей при загрязнении, экстремальные изменения сообществ в пространстве под воздействием климатического фактора). При этом принятые выражения для индексов биоразнообразия точно совпадают с общепринятыми

$$R = \log_2 \tilde{N} + 1, \quad S = \sum_{i=1}^{\tilde{N}} p_i \log_2 \left(\frac{1}{p_i} \right) \tag{7.3}$$

Отметим что значение последнего слагаемого (единица) в выражении (7.1) для видового богатства не принципиально и используется только чтобы избежать возможного деления на нуль при введении индекса выравненности в предельном случае $N \rightarrow 0$ ($\tilde{N} \rightarrow 1$). Использование определений (7.1-7.2) не очень принципиально при анализе относительно богатых сообществ НП «Русский Север»; рассчитанные значения практически совпадают с рассчитанными по общепринятым выражениям (т.е. учитывая только реальные виды).

Индекс Шеннона-Уивера равен нулю для «чистого» состояния, когда растительное сообщество однозначно, с вероятностью равной 1, представлено каким-либо одним видом, а вероятность встретить любой другой вид точно равна нулю. Такое состояние можно представить только для идеализированных искусственных систем – для монокультурных агроценозов, для полностью «выжженных» техногенных пустошей и т.д. В любой реальной ситуации, при наличии хотя бы двух видов, полностью покрывающих анализируемый участок, или хотя бы одного вида, не полностью покрывающего участок, индекс Шеннона-Уивера строго больше нуля. На рис. 7.5 представлено изменение индекса (7.2) при изменении встречаемости двух сопряженных видов (возможно, реального вида и пустого). Встречаемость p одного из видов однозначно определяет встречаемость $p_0 - p$ другого, где значение $p_0 < 1$ определено всеми остальными видами сообщества, встречаемости которых считаем неизменными; p изменяется от 0 до p_0 . При этом индекс Шеннона-Уивера достигает максимума при $p = p_0/2$, т.е. при равных представленностях двух видов. Последовательно перебирая пары видов, встречаемости которых одновременно изменяются, можно убедиться, что индекс Шеннона-Уивера достигает максимума при равной встречаемости всех видов, $p_i = 1/(N+1)$, или для максимально неупорядоченной системы проективных покрытий. Поэтому, индекс Шеннона-Уивера является мерой неупорядоченности, случайности представленности видов. При фиксированном числе видов максимум равен

$$S_{\max} = \log_2 \left(\frac{1}{N+1} \right). \quad (7.4)$$

т.е. индекс Шеннона-Уивера есть величина неограниченная, при некоторых конфигурациях сообществ (например, как мы только что показали, при равной представленности видов) S может неограниченно возрастать при $N \rightarrow \infty$. На рис. 7.6 сплошной кривой показана зависимость максимального индекса Шеннона-Уивера как функция числа видов.

Однако для реальных систем равновероятное состояние никогда не достигается и все возможные конфигурации проективных покрытий фитоценоза характеризуются меньшими значениями; область допустимых значений индекса заштрихована. Пользуясь аналогией с физикой можно сказать, что предельное равновероятное состояние (состояние тепловой смерти) принципиально никогда не может быть достигнуто фитоценозами – живыми, развивающимися системами. На рисунке 7.6 также показана зависимость индекса Шеннона-Уивера от числа видов для двух гипотетических конфигураций фитоценозов. В обоих случаях предполагается что 50% проективного покрытия определяется двумя видами-доминантами в равных долях. В первом случае (верхняя пунктирная кривая) полагается, что оставшиеся 50% покрытия определяются равновстречаемыми видами (предельный случай медленного уменьшения встречаемости видов с увеличением их числа). Подобно уже рассмотренному предельному случаю «смерти», равновероятный «хвост» распределения проективных покрытий также приводит к неограниченному возрастанию индекса, причем характер возрастания, определяемый этим «хвостом», точно такой же, как и для предельной кривой (отношение индексов рассматриваемой конфигурации и равновероятной равно $\frac{1}{2}$ при $N \rightarrow \infty$). Для второй конфигурации (нижняя точечная кривая) принято, что оставшиеся 50% покрытия определяются видами, встречаемость которых экспоненциально (очень быстро) спадает с увеличением их числа. При этом показатель экспоненты взят таким, что вклад первого из спадающих членов в 3 раза меньше чем бесконечная сумма всех оставшихся членов ряда (2.2); при конечном числе видов, разность между суммой встречаемостей видов и единицей приписывается одному из видов, скажем, пустому виду (пустому пространству). Распределения вероятностей проективных покрытий условно показаны иконками справа от кривых. Видно, что во втором случае индекс быстро выходит на плато и при дальнейшем увеличении числа видов практически не возрастает. Рассмотренные примеры показывают, что в случае широких, медленно спадающих распределений проективных покрытий видов индекс Шеннона-Уивера может быть неограниченной величиной, а для компактных, быстро спадающих распределений, напротив, может быть ограниченным.

Индекс выравненности видов

$$E = S/R \quad (7.5)$$

характеризует относительную пестроту фитоценоза (его проективного покрытия), пестроту фитоценоза, приходящуюся на единицу его видового богатства. Индекс выравненности удобен при сравнении неопределенности состава фитоценозов с сильно различающимися значениями числа зарегистрированных видов. Этот индекс есть величина ограниченная, изменяющаяся от нуля (для «чистых», однокомпонентных состояний фитоценозов) до единицы (для совершенно разупорядоченных, или равнопредставленных состояний при $N \rightarrow \infty$). При ограниченном числе видов

$$E \leq \frac{\log_2(N+1)}{\log_2(N+1) + 1}$$

На рис. 7.7. область допустимых значений индекса выравненности заштрихована; сплошной линией показана предельная кривая, пунктирной и точечной кривыми показаны значения индекса для тех же конфигураций, что и на предыдущем рисунке. Предельные значения индекса (при $N \rightarrow \infty$) равны $\frac{1}{2}$ для первой конфигурации (верхняя кривая) и 0 (нижняя кривая). Однако, определить предельные значения из реальных, как и из приведенных, графиков невозможно (даже при $N=10^8$, абсолютно немыслимом при любом описании видов, значения индексов все еще отличаются от своих предельных значений на 10%). Медленная скорость изменения E в области больших N в значительной степени связана с медленным, логарифмическим ростом видового богатства. Это особенно отчетливо видно в случае второй конфигурации, когда при $N > 15$ индекс S уже практически не изменяется, и наблюдаемые изменения E связаны только с изменениями R .

Анализ рис. 7.6-7.7 показывает, что индексы видового богатства – Шеннона-Уивера (или выравненности³) являются сопряженными характеристиками, то есть не взаимно заменяют, а дополняют друг друга, поскольку характеризуют разные стороны разнообразия фитоценозов. Видовое богатство, как и просто число видов, не отражает структуры почвенного покрова фитоценоза, относительной представленности видов. При одном и том же числе видов неопределенность состава фитоценозов, или пестрота, может изменяться в очень широких пределах: поскольку индекс Шеннона-Уивера в предельном случае монокультуры равен нулю, даже при конечном N диапазон его возможных относительных изменений простирается от нуля до бесконечности. В то же время, одни и те же значения индекса Шеннона-Уивера могут достигаться при совершенно различных значениях видового богатства. Диапазон возможного относительного изменения видового богатства также простирается от нуля до бесконечности. Индекс Шеннона-Уивера (энтропия) является одной и простейших характеристик структуры фитоценоза, мерой его сложности (первого рода; о других мерах сложности систем см., например, Wackerbauer, 1994). Качественное различие индексов биоразнообразия этой сопряженной пары хорошо проявляется при исследовании редких и исчезающих видов (исчезающе-малые p): в то время как их вклад в видовое богатство существенен, величина их вклада в индекс Шеннона-Уивера пренебрежимо мала.

7.3.2. Корреляционный анализ связи почв и растительности

Весьма тесная прямая связь выявлена между видовым богатством, индексом Шеннона-Уивера и индексом выравненности видов всех ярусов ($r=0.91-0.99$), за исключением травяного ($r=0.45-0.90$, здесь и далее корреляции пар свойств достоверны с вероятностью не менее 95%). Варьирование показателей разнообразия древесного яруса в наибольшей степени связано с варьированием значений pH водной и солевой суспензий верхних горизонтов почв ($r=0.67-0.73$), обогащением их обменным Ca ($r=0.55-0.89$), K ($r=0.56-0.80$) и степенью насыщенности основаниями ($r=0.40-0.86$). Видовое разнообразие кустарников максимально связано с мощностью гумусово-аккумулятивного горизонта ($r=0.70-0.71$), обогащением его азотом ($r=0.73-0.84$) и подстилки – магнием ($r=0.76-0.83$). Наблюдается прямая связь индексов видового разнообразия травяно-кустарничкового яруса с мощностью гумусового горизонта, pH и содержанием обменного Mg, а мохового яруса – с обогащением подстилки азотом и ее обменной кислотностью. Приближенные значения коэффициентов корреляции представлены графически при рассмотрении ординации.

7.3.3. Многопараметрический анализ связи почв и растительности

Результаты многопараметрического анализа подтверждают тесную связь свойств почв с сопряженными растительными сообществами. Распределение растительных сообществ в координатах ГК, найденных по показателям разнообразия видового состава в качестве независимых признаков, представлено на рис. 7.8а. Пространство 12 признаков видового разнообразия отображено на плоскость двух компонент, на которой исходные растительные сообщества изображены в виде точек, расстояние между ними характеризует близость растительных сообществ. Первые две ГК описывают соответственно 50 и 20 % обобщенной дисперсии признаков, что почти в три раза больше по сравнению со следующими двумя ГК (17 и 8%); суммарный вклад остальных восьми компонент пренебрежимо мал (4%). Основной вклад в первую ГК вносят сосняк зеленомошный (37%), березняк с осиной снытево-гераниево-разнотравный (34%) и ельник медуницево-снытево-кисличный (15%), различающиеся наибольшим видовым разнообразием; во вторую ГК – ельник с рябиной широколиственно-кисличный (59%) и ельник чернично-зеленомошный (21%), более сходные по флористическому составу. На ординационной диаграмме четко выделяются шесть фитоценозов, соответствующие шести почвенным разностям; отображения фитоценозов имеют вытянутый, слоистый характер. Растительные сообщества группируются в три слоя: сосняк зеленомошный со сравнительно богатым флористическим составом (см. выше) и ельник с рябиной широколиственно-кисличный; ельники чернично-зеленомошный, грушанково-костяничный и медуницево-снытево-кисличный; березняк с осиной снытево-гераниево-разнотравный. Максимальным разбросом обобщенных свойств отличается ельник с рябиной широколиственно-кисличный, минимальным – ельник грушанково-костяничный.

³ В принципе, деление двух качественно различных величин «перенутывает» также и их качественные характеристики, однако, при относительно больших N вклад видового богатства является менее выраженным ввиду слабой (логарифмической) зависимости от N .

Две сопряженные ГК, отображающие на плоскость многомерное пространство показателей разнообразия видового состава фитоценозов, изображены на рис. 7.8б сплошными стрелками, внешние переменные (почвенные свойства) – пунктирными стрелками. Видовое богатство, индекс Шеннона-Уивера и индекс выравненности видов каждого яруса тесно связаны друг с другом, что подтверждается положительными значениями аппроксимированных коэффициентов корреляции (косинус угла между любыми двумя стрелками аппроксимирует коэффициент корреляции соответствующих свойств) между ними. Индексы разнообразия древесного, кустарникового и мохового ярусов на ординационной диаграмме локализованы очень четко и практически независимы друг от друга. Индексы разнообразия травяно-кустарничкового яруса более размазаны; в целом они повторяют индексы кустарникового яруса, хотя и несколько хуже представлены двумя первыми ГК. Первая ГК определяется всеми ярусами примерно в равной степени, с некоторым преобладанием вкладов кустарникового и мохового ярусов (35 и 31%, соответственно); во второй ГК превалирует вклад древесного яруса (69%).

Свойства двух верхних минеральных горизонтов и близкие почвенные свойства четко коррелируют; для простоты свойства «дублеры» опущены. Индексы разнообразия древесного яруса коррелируют с содержанием обменных Са, К и рН водной и солевой суспензий подстилки и, особенно, минеральных горизонтов. Индексы разнообразия кустарникового яруса слабо коррелирует с почвенными свойствами, за исключением содержания азота и обменного Mg; характерна также обратная связь индексов разнообразия с мощностью и запасами подстилки. Видовое богатство травяно-кустарничкового яруса связано с рН подстилки, мощностью гумусового горизонта и содержанием в них обменных Са и К. Рассчитанные для этого же яруса индекс Шеннона-Уивера и индекс выравненности более тесно коррелируют с содержанием N и обменного Mg. Видовое богатство и разнообразие мхов прямо связано с мощностью и запасами подстилки и обменной кислотностью и обратно – с мощностью гумусового горизонта и рН. Накладывая градиенты 7.8б на рис. 7.8а, легко увидеть, что древесный ярус, а из почвенных свойств – содержание обменных кальция, калия и кислотность являются основными факторами, определяющими слоистую структуру ординации. Дифференциация внутри слоев обусловлена главным образом кустарниковым и травяно-кустарничковым ярусами и, соответственно, обогащением почв Mg, N и мощностью подстилки.

Таким образом, ординационные диаграммы четко проявляют связь индексов видового разнообразия фитоценозов как с содержанием обменных оснований, так и с кислотностью почв. Эти свойства, определяющие экологическое качество лесных почв, максимально коррелируют с индексами видового разнообразия сосудистых растений и бриофитов в лесных БГЦ. В первую очередь очевидна реакция деревьев и мхов на подкисление почв. Вместе с тем высокое природное варьирование состава и свойств фитоценозов и почв, влияние других эдафических факторов, конкуренция между видами осложняют выявление этой взаимосвязи.

7.4. Выводы

Национальный парк «Русский Север» характеризуется широким спектром почв, различающихся по своим свойствам, уровню естественного плодородия, вкладу в поддержание биологического разнообразия. Улучшение экологического качества почв сопровождается увеличением разнообразия и изменением флористического состава фитоценозов, приводящим к смене типов леса. Видовое богатство, индекс Шеннона-Уивера и индекс выравненности видов каждого яруса (кроме травяно-кустарничкового) тесно связаны друг с другом. Видовое разнообразие древесного яруса тесно коррелирует с содержанием обменных кальция и калия и рН верхних горизонтов почв, разнообразие кустарникового и травяно-кустарничкового ярусов прямо связано с рН подстилки, мощностью гумусового горизонта и обогащением их магнием, тогда как моховой ярус отличается обратной связью с этими показателями и прямой – с обменной кислотностью, мощностью и запасами подстилки.

Таким образом, почвенная кислотность играет важную роль в формировании растительных сообществ, поддержании их видового разнообразия. Многопараметрический анализ качественно дополняет традиционный корреляционный анализ, подтверждая сложный характер взаимосвязи фитоценозов и почв.

Сложный характер взаимодействия почв с растительностью как результат множества структурно-функциональных взаимосвязей в экосистемах и высокого пространственно-временного варьирования свойств предопределяет необходимость системного подхода к их изучению, основанного на проведении комплексного мониторинга с привлечением адекватного математического аппарата. На этом пути перед исследователями встает еще много невыясненных вопросов как фундаментального, так и прикладного характера.

ГЛАВА 8. ПОДХОДЫ К ОРГАНИЗАЦИИ ПОЧВЕННО-ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ТЕРРИТОРИИ ПАРКА

В условиях возрастающих масштабов производственной деятельности человека сохранение окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов невозможны без информации об их состоянии и его изменении под антропогенным воздействием – мониторинга. Важнейшая экологическая роль почвы в жизни биосферы, решающее значение ее в обеспечении человечества продуктами питания и сырьем требуют осуществления почвенного мониторинга как составной части мониторинга окружающей природной среды.

В последние десятилетия заметное негативное влияние на наземные экосистемы, в первую очередь расположенные в основных индустриальных районах планеты леса умеренного пояса, оказывает атмосферное промышленное загрязнение. Становится очевидным, что техногенез проявляется не только вблизи промышленных предприятий, но и определяет тенденцию роста антропогенной составляющей фоновых территорий. Глобальный характер проблемы антропогенного загрязнения окружающей среды, перенос промышленных поллютантов на большие расстояния активизировали международное сотрудничество в целях оценки и прогнозирования состояния экосистем. Созданная под эгидой программы ООН по проблемам окружающей среды (ЮНЕП) Глобальная система мониторинга окружающей среды (ГСМОС, 1974 г.) направлена на организацию мониторинга загрязнения окружающей природной среды и вызывающих его факторов воздействия и реализуется на импактном (локальном), региональном и фоновом уровнях.

Особенно острой проблема атмосферного загрязнения стала в Европе в связи с массовым усыханием лесов. С 1985 г. в рамках Конвенции по трансграничному загрязнению воздуха на большие расстояния под эгидой Экономической комиссии ООН в Европе действует Международная совместная программа по оценке и мониторингу воздействия атмосферного загрязнения на леса (ICP-Forests, Manual..., 2004). В настоящее время в ней участвуют 41 страна, включая США и Канаду. В задачи программы входят:

- мониторинг и оценка воздействия атмосферного загрязнения и других антропогенных и природных факторов на состояние и развитие лесов;
- достижение лучшего понимания причинно-следственных взаимосвязей в функционировании лесных экосистем и изучение их развития в Европе.

Программа включает экстенсивный мониторинг (I уровень) – 6000 участков в сети 16 · 16 км и интенсивный мониторинг (II уровень) более 860 участков в основных типах лесных экосистем. Результатами выполнения Конвенции стало 70% сокращение выбросов диоксида серы и 25% сокращение выбросов диоксида азота. Принятая в 2003 г. Парламентом и Советом министров Евросоюза Директива Forest Focus направлена на гармоничный, широкомасштабный, всеобъемлющий и долговременный мониторинг лесных экосистем в целях предотвращения деградации лесов от атмосферного загрязнения и пожаров, сбережения лесов для поддержания биоразнообразия, сохранения почв, стабилизации климата, поглощения углерода, выполнения природоохранных функций.

В России необходимость мониторинга окружающей среды закреплена законодательно на федеральном уровне (Федеральный закон «Об охране окружающей среды» № 7-ФЗ от 10.01.2002). Мониторинг окружающей среды проводится в рамках Общегосударственной службы наблюдения и контроля уровня загрязнения внешней среды. Однако если подсистемы наблюдений за состоянием атмосферного воздуха, поверхностных и морских вод основываются на широкой сети пунктов слежения и аналитических лабораторий, то сеть контроля состояния и загрязнения почв ограничена лишь сельскохозяйственными угодьями и городами. С конца 1970-х годов в рамках ГСМОС и национальной системы мониторинга в стране действует сеть комплексного фонового мониторинга (СКФМ). Ее основной задачей является определение влияния антропогенной деятельности на состояние окружающей среды на региональном и глобальном уровнях, а также выявление трендов уровней загрязнения различных природных сред на фоновых территориях. В соответствии с этой задачей станции СКФМ на территории России расположены в биосферных заповедниках: Воронежском, Приокско-Тerrasном, Астраханском, Кавказском, Алтайском. Однако почвенные наблюдения в них имеют ограниченный характер. Интенсивный мониторинг лесных экосистем и почв как их компонентов в рамках ICP Forests находится в стране лишь в начале становления. Необходимость разработки общетеоретических проблем и осуществления практических мер по организации и проведению почвенного мониторинга становится все более острой. Это в первую очередь касается особо охраняемых природных территорий (ООПТ).

8.1. Принципы организации почвенно-экологического мониторинга

В основе организации и проведения мониторинга почв как компонентов экосистем особо охраняемых территорий должны лежать общетеоретические разработки понятий и принципов почвенного мониторинга (Добровольский, Гришина, 1985; Добровольский и др., 1985; Гришина и др., 1991 и др.), определяющие методологию

ческие подходы к выбору объектов мониторинга, контролируемых показателей, периодичности и методов исследований. Одновременно необходим учет специфических особенностей и задач функционирования охраняемых территорий и характера возможного антропогенного воздействия.

Разработанные и осуществляемые в последние десятилетия международные программы почвенно-экологического мониторинга имеют комплексный характер (International Co-operative Programme ..., 1989, 1990; Manual..., 1993, 2004). В рамках Международной совместной программы комплексного мониторинга (International Co-operative Programme ..., 1989) мониторинг почв рассматривается как составная часть комплексного мониторинга экосистем и осуществляется в тесной связи с мониторингом других их компонентов (табл. 8.1): атмосферы, поверхностных и грунтовых вод, фитоценоза, зооценоза, микробоценоза. Основная программа включает оценку поступления элементов с осадками и растительным опадом, их выноса со стоком, характеристику химического состава почв и почвенно-грунтовых вод, описание растительности; при этом главное внимание уделяется макроэлементам. В расширенную программу дополнительно входят более детальная характеристика почвенно-грунтовых вод, физических и биохимических свойств почвы, поступления и миграции микроэлементов, определение биомассы древесного яруса. Программа предполагает выявление механизмов процессов и оценку баланса элементов, необходимые для прогноза изменения состояния экосистем под воздействием естественных и антропогенных факторов и установления критических нагрузок поллютантов.

В рамках ICP Forests проводятся широкомасштабный мониторинг (I уровень) и интенсивный мониторинг (II уровень) состояния лесных экосистем. Мониторинг I уровня включает оценку состояния крон, листьев (хвой) и почв. Целью мониторинга почв является оценка (а) основных свойств, определяющих химическое состояние почв и его изменение во времени, (б) свойств лесных почв, определяющих их чувствительность к атмосферному загрязнению и (в) качества лесных почв в европейском масштабе. Наряду с широкомасштабной оценкой влияния атмосферных выпадений мониторинг почв направлен на инвентаризацию запасов углерода в связи с климатическими изменениями и устойчивое управление лесами (например, в свете поведения азота и дисбаланса элементов питания). Интенсивные почвенные исследования в рамках ICP Forests (II уровень) осуществляются в специально выбранных районах на постоянных участках мониторинга, где сконцентрированы наблюдения за другими компонентами лесных экосистем. Цель этих исследований – получение фундаментальных знаний, направленных на углубление понимания механизмов функционирования и повреждения экосистем и прогноз их развития.

8.2. Выбор объектов мониторинга

При выборе объектов мониторинга наряду с широким использованием опыта европейских стран требуются принципиально иные подходы, учитывающие природно-экономические особенности нашей страны. Вследствие огромных размеров территории страны и относительно слабой инструментальной базы организация системы мониторинга с использованием частой регулярной сети, как это принято в большинстве европейских стран, представляется нереальной. Для обнаружения негативного изменения свойств почв объектами наблюдения должны быть специально выбранные территории во всех главнейших почвенно-климатических зонах страны: с учетом существующего и ожидаемого уровня загрязнения атмосферы. В первую очередь контролем должны быть охвачены районы наиболее интенсивной атмосферной нагрузки – области локального загрязнения в зоне влияния промышленных предприятий. В настоящее время на территории России начата организация сети импактного мониторинга. Посты наблюдения организуются в хвойных, в первую очередь в сосновых, насаждениях вокруг промышленных предприятий и в ценных лесах в условиях воздействия промышленных выбросов.

Наряду с наблюдениями в районах интенсивного антропогенного воздействия не меньшее значение имеют раннее выявление и интегральная оценка малых эффектов на больших фоновых территориях. В этом свете особого внимания требуют центральная, западная и северо-западные части территории страны, характеризующиеся повышенным региональным фоном загрязнения атмосферы соединениями серы и азота и подверженные опасности кислотных выпадений. Территориальная близость этих регионов к промышленно развитым странам Западной Европы обуславливает возможность развития здесь процесса подкисления/загрязнения окружающей среды в связи с дальним атмосферным переносом примесей.

Выбор контрольных участков мониторинга почв определяется типичностью лесных экосистем и ландшафтов и их чувствительностью (устойчивостью) к природным и антропогенным факторам. Мониторинг почв следует проводить на фиксированных контрольных участках, репрезентативно характеризующих почвенный и растительный покров наиболее распространенных естественных ценозов и агроценозов. Контрольные участки могут иметь размеры от 20х20 до 40х40 м² в зависимости от гетерогенности почвенного покрова (рис. 8.1). Они должны располагаться в непосредственной близости, но за пределами участков мониторинга растительности.

Подзолы и подзолистые почвы автоморфных ландшафтов, являясь наиболее чувствительными к антропогенному воздействию, должны быть первоочередными объектами мониторинга. Однако наряду с контролем наиболее чувствительных почв следует осуществлять наблюдения за возможно большим числом их типов. Это позволит в полном объеме охватить разнообразие экологических условий в лесной зоне, оценить особенности реакции различных почв и экосистем в целом на антропогенную нагрузку, прогнозировать дальнейший ход их эволюции.

8.3. Выбор и обоснование информативных показателей состояния почв

При выборе информативных показателей состояния почв должны быть рассмотрены как общие требования к показателям мониторинга почв (Добровольский, Гришина, 1985; Добровольский и др., 1985; Гришина и др., 1991 и др.), так и особенности, обусловленные спецификой ООПТ и вероятной антропогенной нагрузкой. Перечень показателей должен быть оптимальным, обеспечивающим реальность исполнения и не вызывающим потерю информации. Наибольшая эффективность предполагается при одновременном контроле совокупности параметров, отражающих мобильные и стабильные свойства почв, а также особенности их различных типов.

Обобщение и критический анализ литературных данных и собственные исследования позволяют выявить свойства почв, наиболее быстро и глубоко меняющиеся под воздействием природных и антропогенных факторов. Наибольшим изменениям подвержены такие лабильные свойства как состав почвенного раствора и биохимические показатели. Они позволяют выявить неблагоприятные тенденции на ранних стадиях антропогенного воздействия. Почвенные растворы являются наиболее активной составной частью почвы, определяющей ее химическое состояние и влияющей на питание растений и сопредельные среды. Однако высокая пространственно-временная изменчивость этих свойств осложняет надежную диагностику естественных и антропогенных изменений и требует больших повторностей.

Такие фундаментальные характеристики почв как валовый и минералогический состав, содержание и состав гумусовых веществ достаточно стабильны, изменяются медленно и неоднозначно. Это затрудняет использование их в диагностических целях.

Наиболее надежными диагностическими показателями изменения почв под воздействием естественных и антропогенных факторов являются, видимо, характеристики кислотности и катионообменные свойства почвы (Гришина и др., 1991а, б; Почвенно-экологический мониторинг..., 1994; Копчик и др., 1998, Long-Term Experiments..., 1994; de Vries, 1994 и др.). Важнейшими среди них следует считать реакцию среды почвы (pH_{H_2O} , pH_{CaCl_2} , pH_{KCl}), содержание обменных оснований, обменного алюминия, а также производные величины – степень насыщенности ППК основаниями и эквивалентное отношение кальция (кальция, магния и калия) к алюминию. Эти показатели позволяют количественно характеризовать кислотно-основное состояние почв, способность почвы к нейтрализации кислотных или щелочных компонентов атмосферных выпадений и своевременно выявлять негативные изменения ее свойств.

Современные международные программы мониторинга лесных экосистем в условиях атмосферного загрязнения включают близкие к вышеперечисленным наборы почвенных показателей (International Co-operative Programme..., 1989). Так, подпрограммы мониторинга химических свойств почв и почвенных вод этой программы включают определение содержания основных макро- и микроэлементов, кислотности, катионообменных, физических и биохимических свойств почв (табл. 8.2).

Почвенные исследования в рамках ICP Forests (как I, так и II уровня) включают в качестве обязательного минимума запасы подстилки, плотность, гранулометрический состав, pH_{CaCl_2} , общее содержание углерода и азота, содержание карбонатов (при $pH(CaCl_2) > 5.5$ для подстилки и > 6.0 для минеральных горизонтов), экстрагируемые царской водкой P, Ca, K, Mg, Mn, Cu, Pb, Cd, Zn, обменную кислотность ($H^+ + Al^{3+}$), содержание обменных катионов (Ca, Mg, K, Na, Al, Fe, Mn, H), емкость катионного обмена и степень насыщенности основаниями (Manual..., 2006). В отличие от мониторинга I уровня, интенсивные почвенные исследования II уровня подразумевают обязательное изучение глубоких почвенных горизонтов (слоев 20-40 и 40-80 см), определение содержания не только илистой, но и пылевой, и песчаной фракций при анализе гранулометрического состава, определение содержания оксалаторастворимых соединений железа и алюминия. Определения валового содержания Ca, Mg, Na, K, Al, Fe, Mn, содержания экстрагируемых царской водкой Al, Fe, Cr, Ni, S, Hg, Na и pH_{H_2O} считаются факультативными в рамках обеих программ.

Для интенсивного мониторинга состояния основных компонентов лесных экосистем ICP Forests в настоящее время рекомендован широкий набор параметров, включающий более 150 показателей (табл. 8.3; Manual..., 2000, 2003а, 2003б, 2004, 2006). Перечень параметров и методические рекомендации по их определению постоянно совершенствуются; в 2010 г. готовятся обновленные руководства.

Таким образом, обобщение и критический анализ отечественного и зарубежного опыта в области мониторинга наземных экосистем с учетом особенностей функционирования ООПТ и характера возможного антропогенного воздействия позволяет рекомендовать в качестве наиболее информативных показателей почвенно-экологического мониторинга лесных экосистем национального парка «Русский Север» основные физические и химические свойства твердой фазы почв. Они должны определяться по генетическим горизонтам или по глубинам. Целесообразно слежение за химическим составом листьев и хвои лесобразующих видов деревьев, количеством и составом растительного опада, скоростью его разложения. Незаменимую информацию позволит получить также мониторинг жидкой фазы, включая состав атмосферных осадков, его трансформацию древесным пологом (подкروновые воды) и почвенной толщей (лизиметрические воды). Однако для организации и проведения таких наблюдений необходимы квалифицированные кадры, современная аналитическая база и соответствующее финансовое обеспечение.

Большое значение имеет методическое обеспечение диагностики и контроля состояния почв. Методы должны быть унифицированы, просты, доступны, надежны, обладать хорошей воспроизводимостью. Использование рекомендаций международных программ (Гришина и др., 1991; International Co-operative Programme..., 1989; Manual..., 2000, 2003, 2004, 2006) при проведении почвенно-экологического мониторинга целесообразно с точки зрения унификации системы показателей, принципов выбора участков мониторинга, периодичности и методов наблюдений как на национальном, так и на международном уровнях.

8.4. Оптимизация количества почвенных проб при мониторинге

Наряду с выбором объектов исследования и анализируемых показателей мониторинга принципиально важным является определение числа отбираемых проб. По выборке можно немало узнать об изучаемой величине, о соотношении наиболее важной с практической точки зрения детерминистической компоненты исследуемых свойств и их случайной составляющей. Нужно лишь уметь извлекать содержащуюся в выборке информацию; требования же к размеру выборки, к количеству необходимой для анализа информации во многом зависят как от свойств самих объектов, так и от априорных знаний о свойствах. Так, если существует достаточно оснований считать, что свойство имеет распределение, близкое к нормальному, то единичное значение можно рассматривать в качестве грубой оценки среднего арифметического, моды и медианы. Если же распределение заведомо асимметрично, то единичное определение скорее может служить оценкой моды. Однако ввиду высокой временной и пространственной изменчивости почвенных свойств в подавляющем большинстве случаев получаемые в результате единичных измерений результаты являются недостоверными и малоинформативными. Оценку простейших свойств распределения исследуемых величин – дисперсии, стандартного отклонения и коэффициента вариации – можно получить, когда выборка содержит несколько измерений. По мере возрастания объема выборки уже можно получить более детальную информацию о статистических свойствах объектов, например, оценки коэффициентов асимметрии и эксцесса, появляется возможность составить суждение о целесообразности аппроксимации изучаемого распределения тем или иным законом. Наиболее важным моментом, определяющим планирование работ по мониторингу, нам представляется то, что с ростом объема выборки уменьшаются ошибки оценок, увеличивается надежность выводов при проверке гипотез. Вместе с тем, безграничное увеличение объемов выборок представляется нецелесообразным как с чисто теоретической точки зрения ввиду нарушения исследуемых объектов в процессе измерения, так и просто невозможным ввиду практических ограничений. Планирование работ, по сути, является оптимизационной задачей, определением «золотой середины» между желаемым и возможным.

При статистическом анализе после выбраковки ошибок вычисляют оценки основных свойств и их ошибки. Поскольку многие приемы анализа основываются на допущении о нормальности распределения, проверка этого допущения заслуживает пристального внимания. Самый простой способ, позволяющий составить предварительное представление о нормальности (точнее, об отклонении от нормальности) распределения, основан на рассмотрении величины коэффициента вариации. Конечно, коэффициент вариации, прежде всего, интересен как безразмерный показатель изменчивости случайной величины. Для многих свойств вариабельность и коэффициент вариации как мера ее оценки могут существенно зависеть от особенностей отбора образцов, обнаруживая заметную тенденцию к уменьшению с увеличением пространства усреднения.

Влияние особенностей пробоотбора на величину коэффициента вариации представляет интерес не только потому, что вариация свойства является важной характеристикой изучаемого объекта по исследуемому свойству, но и по той причине, что от усреднения может зависеть качество аппроксимации распределения случайной величины тем или иным законом. Величина коэффициента вариации позволяет косвенно судить о возможности аппроксимации распределения случайной величины нормальным законом. В основе этой оценки лежит соображение, что при симметричности, свойственной нормальному закону, левая ветвь распределения (с наименьшими значениями) не может быть слишком короткой, если ее измерять числом стандартных отклонений. Так, если изучаемое свойство положительно, то эта ветвь, по меньшей мере, должна быть равной двум стандартам, в противном случае начнет сказываться асимметрия в распределении; это означает, что коэффициент вариации не должен превышать 50%. Вместе с тем, малость величины коэффициента вариации еще не означает, что распределение близко к нормальному, так как существуют отличные от нормального распределения, имеющие небольшие коэффициенты вариации.

Оценку нормальности распределений можно строить и на анализе асимметричности и эксцессивности распределений, поскольку при нормальном распределении асимметрия и эксцесс отсутствуют, и на основе специальных критериев. Причины асимметричности распределений могут быть различными. Например, среди множества факторов, влияющих на изучаемый признак, может существовать определяющий, который распределен асимметрично. В случае отличия распределения исследуемого свойства от нормального целесообразно трансформировать свойство таким образом, чтобы распределение трансформированного свойства было нормальным. В этом случае можно использовать весь богатый арсенал традиционной статистики и не прибегать к методам непараметрического анализа, значительно более требовательным к объему исследуемой выборки с точки зрения достижения желаемой точности.

Объем выборки является одним из важнейших, а нередко единственным фактором, определяющим точность оценок и надежность выводов. Грамотно спланированным опытом можно считать такой, когда ответ на поставленный вопрос получается при наименьших затратах средств и времени, а это прежде всего означает, что число повторностей в опыте должно быть по возможности необходимым и достаточным для получения ответа с требуемой точностью и надежностью. При этом нельзя упускать из вида, что планирование численностей совокупностей базируется на ряде допущений, и результаты спланированных опытов по их уровням точности или надежности не могут не зависеть от того, насколько эти допущения оправдываются. С другой стороны, даже при правильности начальных допущений исход испытания может оказаться неудовлетворительным вследствие неизбежного варьирования между возможными выборками. Поэтому невозможно надеяться на абсолютно точное планирование объемов выборок, эксперимент неизбежно внесет свои коррективы. Однако предварительная оценка объема выборки, безусловно, абсолютно необходима (Дмитриев, 1972).

Часто погрешность, с которой оценено среднее, выражают безразмерным показателем, представляющим собой отношение ошибки среднего $s_{\bar{x}}$ к среднему $\bar{x}$, выраженное в процентах:

$$P = \frac{s_{\bar{x}}}{\bar{x}} \cdot 100\% = \frac{s}{\bar{x}\sqrt{n}} \cdot 100\% = \frac{\nu}{\sqrt{n}}, \quad (1)$$

где s есть стандартное отклонение, ν – коэффициент вариации, а $\bar{x}$ – объем выборки. Этот показатель получил название точности опыта. В силу своей безразмерности он позволяет сравнивать точность оценок разноразмерных свойств. Заметим, что при разных n точность в оценке среднего нельзя считать одинаковой, если точность связывать с одинаковым уровнем значимости. Вместе с тем, этот весьма простой и часто используемый показатель наглядно показывает, что для заданного свойства (коэффициент вариации фиксирован) относительная точность медленно возрастает при увеличении объема выборки. Этот показатель демонстрирует жесткость требований к объему выборки: точность и объем выборки связаны квадратично. Так, для увеличения точности (уменьшения коэффициента P) втрое объем выборки необходимо увеличить почти на порядок (в 9 раз), а для увеличения точности на порядок объем выборки необходимо увеличить на два порядка.

Если абсолютная вероятная погрешность оценки среднего $s_{\bar{x}}$ показывает, на сколько может отличаться генеральное среднее от его оценки $\bar{x}$ при заданном уровне значимости α , то отношение

$$P_{\alpha} = \frac{\Delta_{\alpha}}{\bar{x}} \cdot 100\% = \frac{t_{\alpha}s_{\bar{x}}}{\bar{x}} \cdot 100\% = \frac{t_{\alpha}}{\sqrt{n}} \cdot \frac{s}{\bar{x}} \cdot 100\% \quad (2)$$

можно назвать относительной вероятной погрешностью, где t_{α} – критическое значение статистики Стьюдента. Величина P_{α} показывает, сколько процентов от среднего, принятого за 100%, составляет абсолютная вероятная погрешность оценки среднего или иначе, на сколько процентов от среднего отстоят границы доверительного интервала, в пределах которого находится искомое среднее при уровне значимости α . Вероятная погрешность зависит от множителя $t_{\alpha}/\sqrt{n}$, а значит, меняя объем выборки, мы влияем на погрешность. Критические значения t_{α} слабо зависят от n , а при больших n практически не зависят, поэтому в пределе $n \gg 1$ погрешность определяется обратной корневой зависимостью от n , т.е. медленно уменьшается с увеличением объема выборки. При планировании объемов выборок получаемые большие n нередко вызывают разочарование у исследователей как следствие технической невозможности проведения столь большого объема измерений. Рассогласованность желательного объема выборок и практической возможности реализации такого объема испытаний не столь уж редкое явление; высокая естественная изменчивость вынуждает исследователей быть реалистами.

В силу указанных ограничений в фокусе исследований, как правило, оказывается познание усредненных характеристик объектов, поскольку для достижения желаемой точности оценок можно не только увеличивать число повторностей. В некоторых случаях этого можно достигнуть, меняя форму, размер или способ отбора образцов. Наиболее распространенным и универсальным путём является замена индивидуальных образцов на смешанные.

Идея замены математического усреднения физическим исходит из допущения о равноценности этих процедур. Такое допущение в принципе правомерно лишь относительно свойств, обладающих аддитивностью, например, для абсолютного количества элементов или веществ, если, конечно, химический анализ практически не зависит от особенностей состава или организации анализируемых образцов. Для многих почвенных свойств аддитивность может в некоторой степени нарушаться, и тогда физическое усреднение не может считаться эквивалентным математическому. Поэтому требуется осторожный подход к интерпретации полученных данных, имея в виду, что как результаты математического усреднения, так и результаты анализа смешанных образцов, не совпадая точно по значениям, характеризуют один и тот же усредненный объект исследования.

Подобно тому, как это часто бывает в естественных науках, когда область применимости какого-либо закона шире теоретически обоснованной области его справедливости, фактическая область эквивалентности физического и математического усреднения не ограничивается только аддитивными почвенными свойствами.

Например, хорошо известно, что наблюдаемые распределения почвенных свойств, в том числе пространственно-гомогенных объектов, часто отличаются от нормального распределения и являются асимметричными. Для каждого конкретного пространственно-гомогенного объекта (распределения) исследуемое свойство можно преобразовать так, что распределение преобразованного свойства будет нормальным (в статистике часто используется логарифмическое преобразование, “сжимающее” свойство в области его высоких значений и “растягивающее” в области его низких значений). В этом случае математическое статистическое описание преобразованного свойства будет проще, и потому предпочтительнее, чем описание непосредственно наблюдаемого свойства. Ввиду нелинейности преобразования, математическое усреднение исходного и преобразованного свойства будет приводить к разным значениям. Однако если в силу каких-то причин исследователя интересуют изменения свойства не во всей области допустимых, принципиально наблюдаемых значений, а только в небольшой области, в которой использованное преобразование является приблизительно линейным, то результаты усреднения как непосредственно наблюдаемого, так и преобразованного свойства будут совпадать. Совпадать в том смысле, что результат преобразования среднего значения непосредственно наблюдаемого свойства будет приблизительно совпадать со средним значением преобразованных величин, а результат обратного преобразования среднего значения преобразованного свойства будет приблизительно совпадать со средним значением непосредственно наблюдаемых величин.

Это утверждение, по-существу основанное на свойствах разложения непрерывной функции в ряд и возможности её аппроксимации первыми членами разложения в окрестности заданной точки, весьма общо. Однако если преобразования будут различными для различных исследуемых пространственно-гомогенных объектов (непереносимость оценок с объекта на объект) или если интервал линейности будет значительно меньше желаемого, практическая значимость подобного подхода будет ограничена. Другое дело, если интервал линейности будет соответствовать точности определения исследуемого свойства и если линеаризующее преобразование будет типичным для исследуемых объектов. Более того, в случае одинаковости линеаризующего преобразования может оказаться, что именно преобразованное свойство является естественным “для природы”, то есть в преобразованных переменных понимание/описание явлений становится проще.

Конечно, в общем случае задача оптимизации пробоотбора, целесообразности совместного использования физического и математического усреднения еще не решена. Мы же в качестве примера рассмотрим весьма важный с практической точки зрения случай концентрационных переменных (концентраций и активностей химических соединений, атомов, ионов), пожалуй, наиболее часто изучаемых показателей при исследованиях химических свойств почв.

Концентрационные переменные, очевидно, не являются аддитивными – ведь непосредственно физически складывается количество атомов или невзаимодействующих молекул, а не их доли (количество атомов/молекул, приходящихся на единицу объема или общей массы). Посему физическое и математическое усреднения принципиально, концептуально неэквивалентны. Проанализировать же различие оценок при физическом и математическом усреднении, допустимость использования предпочтительного с экономической точки зрения физического усреднения вместо математического, введение поправок на их различие можно, приняв во внимание естественный “для почвы” характер концентрационных переменных (точнее, вид трансформации).

В “классической” химии использование концентрационных переменных – концентраций и активностей – или же логарифмически трансформированных переменных – показателей концентраций и активностей – эквивалентно и определяется удобством решения конкретной задачи и привычками научного сообщества. Действительно, когда рассматривается однородная среда, химические характеристики среды не зависят от пространственных координат и одно и то же число характеризует и одиночные образцы (в пределе – точку), и произвольные последовательности образцов, и пространственно протяженные тела произвольной формы. Поэтому фундаментальные химические законы в равной степени приложимы как к точечным объектам, к одиночным объектам или к их последовательностям, так и к пространственно протяженным телам. И законы химического равновесия, и законы кинетики могут применяться как в линейной форме – к показателям активности/концентраций, так и в нелинейной форме (в общем случае) – непосредственно к активностям/концентрациям.

В случае геохимических исследований эквивалентность этих подходов нарушается и предпочтительным оказывается подход, основанный на использовании показателей активности/концентраций. Принципиальным моментом является естественная изменчивость почвенных свойств, проявляющаяся в самых различных пространственных масштабах – от масштаба континента до масштаба соизмеримого с характерными размерами одиночного образца. При этом одиночное измерение, даже в случае идеальных измерений, когда инструментальная ошибка измерений пренебрежимо мала, непосредственно характеризует только процесс измерения; одиночное измерение детерминистическим образом не соотносится ни с чем: ни со свойствами других одиночных образцов, ни с усредненными свойствами пространственно-протяженного объекта, ни даже с гипотетическими свойствами почвы той области пространства, откуда был взят образец для анализа (ввиду нарушающего характера почвенно-

химических измерений повторить именно это измерение принципиально невозможно). Таким образом, когда говорят о свойствах реальных, то есть пространственно-протяженных почвенных тел, имеются в виду вероятностные характеристики, или характеристики распределений, важнейшей из которых является среднее значение исследуемого свойства.

Именно на этапе усреднения почвенных свойств и проявляется целесообразность использования логарифмически трансформированных концентрационных переменных: полагая одиночные образцы достаточно малыми, чтобы условно считать их однородными, химические законы (линейные!) оказываются приложимы как в “точечном масштабе” (т.е. к одиночным образцам), так и к произвольным пространственно-протяженным, то есть, как правило, к неоднородным объектам. В этом смысле фундаментальные химические законы действительно являются теоретическим инструментом исследования почв. Подчеркнем, что применимость химических законов в произвольном пространственном масштабе является следствием их линейности.

В случае нелинейных законов из применимости закона в точечном масштабе не следует применимость закона к средним значениям; напротив, связывающая средние значения функциональная зависимость определяется не только исходным законом, но и распределением исследуемых свойств. Учитывая практическую необходимость исследовать неоднородные пространственно-протяженные почвенные тела, т.е. тела с различными распределениями, и характеризовать их средними значениями, вряд ли можно ожидать существования универсальных законов, описывающих химические свойства почв в различных пространственных масштабах. Поэтому можно сказать, что концептуально использование концентрационных переменных в почвенных исследованиях является скорее данью традиции. Использование же логарифмически трансформированных концентрационных переменных, упрощающих описание почв, является естественным, то есть способствует пониманию их свойств.

С этих позиций, ещё раз подчеркнем – чисто концептуально, физическое усреднение (физический аналог математического усреднения концентраций) кажется на первый взгляд неоправданным. В действительности же вопрос о том, математическое или физическое усреднение целесообразно использовать суть оптимизационный вопрос. Вопрос о том, что окажется важнее в данных конкретных условиях: измерение непосредственно концептуально желаемой величины при меньшей точности ввиду относительно небольшой базы усреднения из-за ограниченности ресурсов (математическое усреднение) или достижение большей определенности ввиду возможности обеспечить большую базу усреднения при тех же ресурсах (физическое усреднение), но измерение связанной с ней, а не непосредственно нужной величины. Заметим также, что вопрос о соотношении физического и математического усреднения и их совместном использовании всегда стоит перед исследователем, даже в рамках, казалось бы, чисто вероятностного подхода, поскольку индивидуальные измерения основаны на физическом усреднении⁴.

Составить впечатление о том, сколь сильно различаются результаты математического усреднения логарифмически трансформированных значений и физического усреднения, т.е. усреднения значений непосредственно наблюдаемых величин, можно рассмотрев, как сильно отклоняется величина логарифма $\ln(X)$ от его линейной аппроксимации в окрестности некоторой точки X_0 . Значение X удобно представить как $X = X_0(1 + \zeta)$, где ζ – относительное отклонение X от X_0 . Тогда

$$\ln(X) = \ln(X_0(1 + \zeta)) = \ln(X_0) + \zeta - \frac{1}{2}\zeta^2 + \frac{1}{3}\zeta^3 - \frac{1}{4}\zeta^4 \dots \quad (3)$$

Существенно, что это знакопеременное разложение относительно быстро сходится, и как следствие окрестность X_0 , в которой допустимо пользоваться линейным разложением не столь уж мала, а соизмерима с X_0 . На рис. 8.2, иллюстрирующем это утверждение, представлена относительная точность линейной аппроксимации как функция относительного отклонения X от X_0 . Так, 10% точности аппроксимации соответствует интервал $\zeta = 0.81-1.2$, или изменение X в 1.5 раза; 20% точности соответствует $\zeta = 0.63-1.43$, или изменение X в 2.3 раза; 50% точности соответствует $\zeta = 0.20-2.1$, или изменение X более чем на порядок величины. Учитывая высокую пространственную изменчивость почвенных свойств, такая точность аппроксимации может быть признана удовлетворительной. Разумеется, этот график характеризует индивидуальные измерения, т.е. микроскопический аспект исследований, а не средние значения. Вместе с тем уже из него становится ясным, что при достаточном числе измерений различие средних при математическом и физическом усреднении будет существенно меньше оцененного предельного значения (для того же интервала изменчивости самой величины).

Более точно различие средних можно оценить, рассмотрев возможные распределения исследуемых величин. На практике показатели концентраций/активности часто могут быть аппроксимированы нормальным рас-

⁴ В силу этих же причин сделанное выше утверждение о принципиальной справедливости химических законов во всех пространственных масштабах при использовании логарифмически трансформированных концентрационных переменных не является строго обоснованным в предельном случае “точечного масштаба”, а только в той мере, в какой можно пренебречь возможной изменчивостью свойств в пределах одиночного образца. Однако здесь мы уже вторгаемся в область неизмеренного/неизмеримого, хотя экспериментальное наблюдение остаточной дисперсии некоторых почвенных свойств и предполагает такую возможность.

пределением лучше, чем сами концентраций/активности. Это ожидаемый результат в рамках рассматриваемой концепции (естественность для "почв" логарифмически трансформированных концентрационных переменных).

Пусть показатель концентрации pC однородного тела характеризуется нормальным распределением плотности вероятности

$$p_{\text{норм}}(pC) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(pC - pC_0)^2}{2\sigma^2}}, \quad (4)$$

где параметр распределения pC_0 совпадает со средним значением

$$pC_{\text{средн}} = pC_0 \quad (5)$$

(впрочем, также с модой и медианой распределения), а параметр σ совпадает со стандартным отклонением

$$pC_{\text{станд}} = \sigma \quad (6)$$

Делая замену переменной $C = e^{pC}$ в выражении для вероятности $\int p(pC) dpC$ и учитывая, что дифференциал $dC = C dpC$ видим, что распределение концентрации C , соответствующее распределению (4) показателя концентрации и потому называемое логнормальным, равно

$$p_{\text{логНорм}}(C) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2} C} e^{-\frac{(\ln(C/C_0))^2}{2\sigma^2}}, \quad (7)$$

где $C_0 = e^{pC_0}$, а параметр σ совпадает с тем же параметром распределения (4) (т.е. естественный смысл параметров логнормального распределения более просто интерпретируется для породившего его нормального распределения). Среднее значение концентрации C , характеризующейся логнормальным распределением (7), равно

$$C_{\text{средн}} = C_0 e^{\sigma^2/2}, \quad (8)$$

а стандартное отклонение равно

$$C_{\text{станд}} = C_0 e^{\sigma^2/2} \sqrt{e^{\sigma^2} - 1} \quad (9)$$

Сравнивая результат математического усреднения, точнее значение концентрации, необходимой для расчета концентраций других соединений согласно законам химии и соответствующей среднему значению показателя концентрации, определяемого для нормального распределения выражением (5),

$$C_{\text{средн}}^{(\text{мат})} = e^{pC_{\text{средн}}} = C_0, \quad (10)$$

и результат физического усреднения концентраций, для логнормального распределения совпадающий непосредственно с (8), $C_{\text{средн}}^{(\text{физ})} = C_{\text{средн}}$,

$$C_{\text{средн}}^{(\text{физ})} = C_{\text{средн}} = C_0 e^{\sigma^2/2}, \quad (11)$$

видим, что физическое усреднение дает завышенную в $\exp(\sigma^2/2)$ раз оценку. При этом степень превышения весьма сильно, экспоненциально, зависит параметра σ , характеризующего ширину распределения. Приведенные соотношения позволяют не только оценить различия средних, но и, что практически важнее, пересчитывать одни средние в другие.

Разумеется, если массив измерений уже получен, лучше непосредственно оценить математическое среднее. В случае же дефицита ресурсов, измерив физическое среднее и имея представление о параметре σ , можно, сравнив (10) и (11), ввести поправку на ширину распределения:

$$C_{\text{средн}}^{(\text{мат})} = C_{\text{средн}}^{(\text{физ})} e^{-\sigma^2/2} \quad (12)$$

Коэффициент можно оценить по достаточно часто приводимому в публикациях значению коэффициента вариации для близких почв. Действительно, из отношения значений (9) и (8) следует, что

$$e^{\sigma^2/2} = \sqrt{1 + C_{\text{станд}}/C_{\text{средн}}},$$

где отношение $C_{\text{станд}}/C_{\text{средн}}$ по сути и есть коэффициент вариации V . Следовательно,

$$C_{\text{средн}}^{(\text{мат})} \approx \frac{C_{\text{средн}}^{(\text{физ})}}{\sqrt{1 + V}} \quad (13)$$

где коэффициент вариации V выражен в долях единицы (в публикациях он обычно приводится в процентах).

Для примера в табл. 8.4 приведена относительная разность в процентах между аппроксимированными по (13) значениями и истинными (10), необходимыми для химических расчетов, значениями средних,

$$2(C_{\text{средн}}^{(\text{аппр})} - C_{\text{средн}}^{(\text{ист})}) / (C_{\text{средн}}^{(\text{аппр})} + C_{\text{средн}}^{(\text{ист})})$$

рассчитанная для концентрационных переменных 6 исследованных площадок мониторинга НП «Русский Север». Прочерками отмечены нулевые значения кислотности, характерные для дерново-карбонатных почв на вершине Цыпиной горы, и плохо определяемые значения кислотности, когда более 40% процентов индивидуальных измерений меньше порога обнаружения, характерные для неглубокоподзолистой остаточно-карбонатной почвы на карбонатной морене в Шалго-Бодуновском лесу. В подавляющем большинстве случаев относительная ошибка не превышает 10%, что весьма и весьма неплохо, т.к. находится в пределах типичной точности почвенных измерений. В редких случаях ошибка превышает 10%, 20% превышения отмечены лишь для содержания обменного алюминия в подстилах. Такие различия характерны для небольших значений вблизи порога обнаружения. Последний результат вполне объясним, поскольку при этом наряду с рассмотренным выше естественным варьированием свойств необходимо учитывать ошибку их инструментального определения. Полученные результаты подтверждают целесообразность использования физического усреднения при мониторинге и косвенно подтверждают предположение о логнормальном распределении значений концентрационных переменных однородных почвенных тел.

Ещё раз подчеркнем, что приведенные оценки справедливы в случае нормального / логнормального распределения значений логарифмически трансформированных и самих концентрационных переменных, соответственно. Таких простых, элементарных распределений можно ожидать только при исследовании однородных на своем уровне иерархии почвенных тел, например, элементарных почвенных ареалов (по генетическим горизонтам). То есть это как раз тот частный случай, который именно и важен при мониторинге, когда исследуемые площадки специально выбираются в пределах одного биогеоценоза для его характеристики.

Если же исследуемое тело является составным, т.е. захватывает два или более элементарных тел, например, почвенных ареалов, результирующее распределение определяется как свойствами распределений составляющих его тел, так и относительной представленностью элементарных тел. Результирующее распределение естественно раскладывать по распределениям элементарных составляющих. Такое распределение (состояние исследуемого тела) можно назвать смешанным, т.е. определяемым составляющими его частями. Так при исследовании показателей концентрации

$$p_{(\text{норм})}^{\text{смеш}}(pC) = f_1 p_{\text{норм}}(pC; pC_{01}, \sigma_1) + f_2 p_{\text{норм}}(pC; pC_{02}, \sigma_2) + \dots + f_n p_{\text{норм}}(pC; pC_{0n}, \sigma_n) \quad (14)$$

а для концентраций

$$p_{(\text{логнорм})}^{\text{смеш}}(C) = f_1 p_{\text{логнорм}}(C; C_{01}, \sigma_1) + f_2 p_{\text{логнорм}}(C; C_{02}, \sigma_2) + \dots + f_n p_{\text{логнорм}}(C; C_{0n}, \sigma_n) \quad (15)$$

где весовые множители f_i характеризуют представленность элементарных составляющих тел. В этом случае средние значения также могут быть явно определены

$$pC_{\text{средн}}^{\text{смеш}} = f_1 pC_{01} + f_2 pC_{02} + \dots + f_n pC_{0n} \quad (16)$$

$$C_{\text{средн}}^{\text{смеш}} = f_1 C_{01} e^{\sigma_1^2/2} + f_2 C_{02} e^{\sigma_2^2/2} + \dots + f_n C_{0n} e^{\sigma_n^2/2} \quad (17)$$

Однако в почвоведении подобный спектроскопический подход ещё практически не используется.

При условии эквивалентности физического и математического усреднения обычно считают, что дисперсия результатов анализа смешанных образцов $\sigma_{(n)}^2$, составленных из n индивидуальных, в n раз меньше, чем дисперсия σ^2 результатов анализа индивидуальных образцов:

$$\sigma_{(n)}^2 = \frac{\sigma^2}{n}. \quad (18)$$

Так как σ_n по своему смыслу аналогична ошибке среднего $S_{\bar{x}}$ и характеризует погрешность в оценке среднего, то, располагая некоторой априорной информацией о величине σ , можно отыскать то значение, при котором σ_n не превысит заданного значения. В соответствии с (18) следует, что, взяв соответствующее n , можно получить сколь угодно малое значение σ_n . Однако в действительности дело обстоит сложнее, поскольку величина σ , характеризующая изменчивость значений результатов анализа индивидуальных образцов, определяется не только неодинаковостью значений изучаемого состава в отдельных образцах, но и инструментальными, или аналитическими ошибками измерений.

Часто можно считать, что случайные ошибки анализов независимы от природной неоднородности свойств объекта. Тогда, используя в качестве меры вариации дисперсию, получим, что дисперсия результатов анализа индивидуальных образцов σ^2 может быть представлена как сумма инструментальной аналитической $\sigma_{\text{ан}}^2$ природной $\sigma_{\text{пр}}^2$ дисперсий:

$$\sigma^2 = \sigma_{\text{ан}}^2 + \sigma_{\text{пр}}^2 \quad (19)$$

Учитывая это, заключаем, что по результатам n измерений случайной величины X оценка среднего $\bar{x}$ характеризуется ошибкой

$$\sigma = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} = \sqrt{\frac{\sigma_{\text{ан}}^2 + \sigma_{\text{пр}}^2}{n}} \quad (20)$$

Если из n индивидуальных образцов приготовить один смешанный, то поскольку процедура смешивания влияет только на природную дисперсию, дисперсия результатов анализа окажется равной

$$\sigma_{(n)} = \sqrt{\sigma_{\text{ан}}^2 + \frac{\sigma_{\text{пр}}^2}{n}} \quad (21)$$

т.е. при анализе смешанных образцов суммарная ошибка не может быть меньше инструментальной аналитической ошибки. Все рассмотренные соотношения между дисперсиями можно отнести и к их оценкам.

Пренебрегая инструментальными ошибками, которые обычно оказываются заметно меньше природной изменчивости, и, анализируя наблюдаемую изменчивость почвенных данных в соответствии с приведенными соотношениями, можно убедиться, что рекомендуемые объемы выборок варьируют в широких пределах. Так, для достижения 10% точности они изменяются от нескольких измерений (~10) до более двухсот. Поэтому, исходя из практических ограничений, можно рекомендовать характерные выборки в объеме 20-25 индивидуальных образцов. Такие выборки удовлетворяют требованиям к точности для большинства наиболее значимых для анализа почвенных свойств. В соответствии с соотношением (21) для уменьшения стоимости химических анализов можно использовать ~10 образцов, каждый из которых смешан из ~20 индивидуальных образцов почв.

8.5. Выбор и обоснование сроков и периодичности наблюдений за состоянием почв

Почва – сложная полифункциональная открытая четырехфазная структурная система. Все процессы, которые можно наблюдать в течение формирования почвенного профиля, имеют свой временной цикл. Твердые компоненты накапливаются и дифференцируются в течение долгого времени. Жидкая и газообразная фазы почв более мобильны и отзывчивы на воздействия. Самая подвижная и быстро меняющаяся фаза – почвенная биота. Исходя из этого, становится очевидным, что при внешних воздействиях все четыре составляющих почву фазы будут реагировать на них по-разному. Будет различаться и влияние слагающих почву фаз на другие компоненты экосистемы. Поэтому сроки и периодичность наблюдений за состоянием почв имеют большое значение.

Почвенно-экологический мониторинг ООПТ направлен на своевременное (раннее) обнаружение неблагоприятных изменений свойств почв при различных видах их использования и при развитии естественного почвообразовательного процесса. Сроки и периодичность наблюдений должны быть обоснованы с учетом природной временной изменчивости свойств почв и динамики трансформации, миграции и аккумуляции потенциальных поллютантов. При этом целесообразно учитывать рекомендации международных программ мониторинга (табл. 8.5).

8.6. Подходы к организации и проведению почвенно-экологического мониторинга на территории национального парка

В целях получения систематической информации о состоянии лесных экосистем Вологодской области, сохранения уникальных природных комплексов Национального парка «Русский Север» и их экологически грамотного использования назрела необходимость организации и проведения комплексного почвенно-экологического мониторинга. В основу его целесообразно положить изложенные выше принципы и методы организации мониторинга в соответствии с отечественными наработками и рекомендациями ICP Forests и других международных программ.

К настоящему времени в результате полевых и лабораторных исследований охарактеризованы морфологические свойства (гл. 3), гранулометрический, валовой, минералогический состав (гл. 4), содержание соединений железа, алюминия, кремния и марганца (гл. 5), содержание органического вещества, кислотность, катионообменные свойства и пространственная изменчивость свойств (гл. 6) основных типов лесных почв национального парка, проанализирована связь свойств почв с разнообразием растительных сообществ (гл. 7). Исходя из разработанных рекомендаций и результатов экспериментальных исследований, в качестве первоочередных объектов почвенно-экологического мониторинга целесообразно выбрать составляющие основу почвенного покрова территории кислые подзолистые и дерново-подзолистые почвы, развитые под еловыми лесами в автоморфных ландшафтах. Следует наблюдать также за потенциально наиболее чувствительными к антропогенному воздействию песчаными иллювиально-железистыми подзолами, развитыми под сосновыми лесами.

В каждом из основных типов лесных экосистем для проведения мониторинга почв закладываются контрольные участки размером от 20х20 до 40х40 м² (например, рис. 8.1) в зависимости от гетерогенности почвенного покрова. Они располагаются рядом, но вне пределов участков мониторинга растительности. При проведении интенсивного мониторинга участки указанного размера (основная зона) ограничиваются буферной зоной шириной около 10 м и маркируются. Основная зона используется для регулярного отбора образцов почв с учетом пространственного варьирования. Сеть для взятия образцов почв и проведения полевых исследований должна быть систематической и охватывать весь участок. Буферная зона оснащается датчиками температуры и влажности, осадкосборниками, опадоуловителями для сбора растительного опада; здесь же могут быть заложены мешки из капроновой сети с опадом для определения скорости его разложения. В буферной зоне при необходимости возможно размещение дополнительного оборудования.

Наблюдения за состоянием крон являются обязательной частью мониторинга лесных экосистем и I, и II уровня (табл. 8.5) и включает оценку дефолиации, дехромации и видимых повреждений.

Почвенный мониторинг на выбранных контрольных участках включает анализ основных свойств почв, характеризующих их химическое и физическое состояние (см. гл. 8.3). Набор определяемых показателей дифференцирован в зависимости от уровня мониторинга (табл. 8.3). Отбор и анализ твердой фазы почв осуществляется с учетом пространственного варьирования (см. гл. 8.4). Такая детальная характеристика твердой фазы почв должна повторяться раз в 10 лет (см. гл. 8.5).

Слежение за свойствами почв тесно связаны с наблюдениями за состоянием ассимилирующих органов древесных растений (листьев / хвои), входящими в программы мониторинга и I, и II уровня (табл. 8.3, 8.5). Морфометрические показатели и элементный состав листьев / хвои деревьев позволяют судить о питательном режиме и жизнеспособности лесов, а также уровне атмосферного загрязнения. Листья / хвоя отбираются из верхней трети крон 5 репрезентативных по степени дефолиации деревьев-доминантов, рассредоточенных вокруг участка мониторинга. В соответствии с программой интенсивного мониторинга ICP Forests анализируется хвоя текущего и первого года жизни; наряду с ней для анализа целесообразно отбирать также многолетнюю хвою, ветви, кору и древесину стволов основных лесообразующих пород деревьев. В число определяемых элементов входят элементы питания (N, S, P, Ca, Mg, K), а также тяжелые металлы (Zn, Mn, Fe, Pb, Cu, Cd) и С.

В отличие от твердой фазы почв и ассимилирующих органов лесообразующих пород деревьев слежение за жидкой фазой, включающей состав атмосферных осадков, его трансформацию древесным пологом (подкروновые воды) и почвенной толщей (лизиметрические воды), проводится лишь при интенсивном мониторинге II уровня. Он должен проводиться на постоянной основе, а отбор и анализ проб осуществляться, по крайней мере, ежемесячно (см. выше). Только сопряженный анализ твердой и жидкой фаз почв позволит с достаточной степенью надежности оценить и прогнозировать динамику их состояния под воздействием естественных и антропогенных факторов.

Наблюдения за структурой и составом растительного опада предусмотрены специальной подпрограммой интенсивного мониторинга (II уровень, табл. 8.3). Растительный опад собирается с помощью опадоуловителей (мешки из капроновой сети с отверстиями размером около 1 мм² глубиной 0.5 м на приподнятых над землей деревянных каркасах площадью 0.25-0.5 м²), размещенных в пределах проекции крон деревьев-доминантов (не менее 5 на одном участке). Сбор опада производится ежемесячно, на зиму опадоуловители могут убираться. Определя-

ются структура, временная динамика и элементный состав опада. Обязательная программа включает ежегодное определение массы опада и содержания в нем Ca, K, Mg, C, N, P и S, дополнительная – определение Na, Zn, Mn, Fe, Cu, Pb, Cd, Al.

В рамках интенсивного мониторинга лесных экосистем целесообразно ежегодное определение скорости разложения опада и содержания в нем элементов питания и тяжелых металлов. Для оценки скорости разложения растительных остатков может применяться стандартная методика, рекомендованная Международной биологической программой. В качестве исходного материала используются основные фракции растительного опада на каждом участке: хвоя (листья), ветви и кора деревьев-доминантов. Бурые иглы собирают с деревьев в сентябре, перед их сбрасыванием. Определенная навеска фракции растительного опада помещается в мешок из капроновой сетки с отверстиями размером 1 мм². Мешки, содержащие различные фракции опада, в необходимой повторности помещают на поверхность подстилки в секциях контрольных участков, зарезервированных для неdestructивных измерений. По прошествии 1 года мешки извлекают, содержимое их немедленно высушивают и взвешивают, рассчитывают потери веса.

Проблемы сохранности полевого оборудования на участках мониторинга, отсутствие специального стандартного оборудования и материалов отечественного производства для проведения наблюдений, налаженной системы контроля качества в большинстве лабораторий, дефицит квалифицированных кадров и информационного обеспечения и, наконец, нехватка финансовых ресурсов – те трудности, с которыми неизбежно придется столкнуться при организации и проведении интенсивного почвенно-экологического мониторинга. Поэтому целесообразен реальный в исполнении выбор программы мониторинга, включая объекты, параметры и периодичность наблюдений. Первым шагом в создании комплексного почвенно-экологического мониторинга на территории национального парка могла бы стать организация мониторинга лесных экосистем I уровня в соответствии с ICP Forests. В дальнейшем программу мониторинга можно было бы постепенно расширять, вводя новые наблюдения. Конечной целью могли бы стать организация и проведение интенсивного комплексного мониторинга лесных экосистем II уровня, соответствующего статусу ООПТ.

8.7. Выводы

В целях сохранения уникальных природных комплексов национального парка «Русский Север» и их экологически грамотного использования целесообразно систематическое осуществление мониторинга почв, до настоящего времени не проводившегося. Полученный массив уникальных данных может служить основой долговременного систематического комплексного мониторинга лесных экосистем национального парка. Первоочередными объектами должны быть составляющие основу почвенного покрова территории кислые подзолистые и дерново-подзолистые почвы автоморфных ландшафтов, чувствительные к антропогенному воздействию. Идеальным объектом могут стать неглубокоподзолистые почвы Шалго-Бодуновского леса – генетического резервата среднетаежных ельников с уникальными элементами южно-таежной флоры, входящего в заповедную зону. Целесообразно наблюдать также за потенциально наиболее чувствительными к антропогенному воздействию песчаными иллювиально-железистыми подзолами под сосняками Сокольского бора. Наряду с мониторингом наиболее чувствительных почв следует осуществлять наблюдения за возможно большим числом их типов. При обнаружении негативных тенденций своевременно принятые меры позволят поддержать разнообразие почв, а, следовательно, и фитоценозов, сохранить структурно-функциональную организацию экосистем, тип биологического круговорота, избежать процессов замещения одних экосистем другими и их деградации.

Почвы лесных экосистем характеризуются высокой пространственной изменчивостью свойств. Характер пространственной изменчивости полученных данных, качественно разная структура значимости различий свойств почв (см. гл. 6), предполагают первоочередность оценки усредненных значений свойств на настоящем этапе. Действительно, усредненные характеристики протяженных почвенных тел определены значительно лучше. Это обстоятельство позволяет надеяться на более легкое обнаружение временных изменений свойств почв по сравнению с исследованием множества индивидуальных значений свойств почв. Поэтому важнейшей задачей почвенного мониторинга представляется оценка и дальнейшая попытка объяснения усредненных характеристик относительно больших, протяженных гетерогенных почвенных тел, а не «регистрация» почвенных свойств во всех доступных для исследования с физической точки зрения пространственных и временных масштабах.

Подробно проанализировано различие математического и физического усреднения при исследовании неаддитивных почвенных свойств. Обоснована концептуальная предпочтительность в геохимических исследованиях математического усреднения концентрационных переменных в логарифмическом масштабе, т.е. усреднения показателей активности/концентраций, – в этом случае законы химического равновесия и химической кинетики должны быть приложимы к средним значениям свойств произвольных неоднородных пространственно-протяженных почвенных тел. Ввиду практической целесообразности физического усред-

нения при ограниченности ресурсов, рассмотрена допустимость (т.е. точность) замены математического усреднения физическим, особенности совместного использования математического и физического усреднения и поправки, позволяющие оценивать истинные математические средние из физических средних.

Изучение характера варьирования свойств почв в лесных экосистемах имеет особое значение в связи с исследованиями разнообразия состава и структуры фитоценозов. Дальнейшее развитие почвенно-экологического мониторинга позволит охарактеризовать разнообразие экологических условий территории национального парка, связь пространственной изменчивости свойств почв с растительным покровом, оценить особенности реакции различных почв и экосистем на антропогенную нагрузку, прогнозировать дальнейший ход их эволюции.

При организации и проведении мониторинга почв важнейшим вопросом остается его методическое обеспечение. Подчеркнута необходимость унификации методов определения свойств почв в целях мониторинга. Основанные на единых методологических и методических подходах результаты сопоставимы с данными других ООПТ в региональном, национальном и международном масштабах и пригодны для сравнительного анализа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разнообразие рельефа и почвообразующих пород конечной зоны валдайского оледенения определяет большое разнообразие почв и высокую пространственную изменчивость их свойств. В составе почвенного покрова лесных биогеоценозов национального парка «Русский Север» встречаются почвы подзолистого, дерново-карбонатного, дерново-глеевого, бурого лесного, болотно-подзолистого и торфяных болотных типов, а также группы типов аллювиальных почв. Основу почвенного покрова национального парка составляют типичные для таежной зоны подзолистые и дерново-подзолистые почвы, развитые на валунных моренных суглинках под хвойными и хвойно-мелколиственными лесами.

Подзолообразование на моренных отложениях привело к четкой дифференциации почв по гранулометрическому и валовому составу, активному преобразованию илистого и тонкопылеватого материала, проявляющемуся в относительном обогащении верхней части профиля тонкодисперсным кварцем и каолинитом, вермикулитизации биотитовых и хлоритовых структур, разрушении смешаннослойных слюда-сметитовых образований. Подзолообразование на озерно-ледниковых песках, содержащих илистую фракцию хлорит-биотитового состава, приводит к активной вермикулитизации этих компонентов через стадию смешаннослойных образований. Этот процесс активно протекает во фракции тонкой пыли, захватывая более глубокие горизонты по сравнению с почвами на моренных отложениях. Распределение минеральных фаз по профилю дерново-карбонатной почвы свидетельствует о двучленности отложений: верхний моренный суглинок подстилается известняком третичного возраста.

Наибольшие выветрелость минералов и содержание дитионитрастворимого железа свойственны неглубокоподзолистой остаточно-карбонатной почве, наименьшие – дерново-карбонатной почве. Распределение дитионит-, оксалат- и пиродиффосфатрастворимых соединений характеризуется резкой элювиально-иллювиальной дифференциацией в подзолистых почвах и аккумулятивным характером в дерново-карбонатной почве.

Разнообразие почвообразующих пород и растительности определяет высокую пространственную неоднородность, а широкое распространение карбонатных пород – контрастное изменение кислотности и катионообменных свойств по профилю почв лесных экосистем.

Почвенный покров как наиболее консервативный компонент экосистем, определяющий их состояние и устойчивость, играет ведущую роль в формировании, поддержании и сохранении биологического разнообразия на всех его уровнях. Видовое и структурное разнообразие лесных фитоценозов в значительной степени определяется экологическим качеством почв, зависящим от кислотности, содержания элементов питания, органического вещества. Сопряженные почвенно-геоботанические исследования выявили тесную связь видового разнообразия фитоценозов и свойств почв в национальном парке «Русский Север». Кислотность почв, наряду с содержанием обменных кальция, калия и магния, определяет варьирование индексов видового разнообразия сосудистых растений и бриофитов в лесных биогеоценозах.

Работа по изучению почв и сопряженных с ними растительных сообществ национального парка должна быть продолжена. Первоочередными задачами почвенных исследований должны быть расширение круга изучаемых почв как основы разнообразия растительных сообществ, выявление закономерностей и особенностей их пространственной и временной изменчивости, оценка экологического качества, прогноз изменений под воздействием естественных и антропогенно обусловленных факторов.

В целях сохранения уникальных природных комплексов национального парка «Русский Север» и их экологически грамотного использования назрела необходимость организации комплексного почвенно-экологического мониторинга, до настоящего времени не проводившегося. Детальная характеристика свойств почв лесных биогеоценозов является первым шагом в этом направлении и может служить основой их дальнейшего мониторинга. Как показали проведенные исследования, первоочередными объектами мониторинга должны служить составляющие основу почвенного покрова парка кислые подзолистые почвы, особенно в Шалго-Бодуновском лесу, а также потенциально наиболее чувствительные к антропогенному воздействию песчаные иллювиально-железистые подзолы Сокольского бора. Однако наряду с мониторингом наиболее чувствительных почв следует осуществлять наблюдения за возможно большим числом их типов. Это позволит в полном объеме охватить разнообразие экологических условий парка, оценить особенности реакции различных почв и биогеоценозов в целом на антропогенную нагрузку, прогнозировать дальнейший ход их эволюции. При обнаружении негативных тенденций своевременно принятые меры позволят поддержать разнообразие почв, а, следовательно, и фитоценозов, сохранить структурно-функциональную организацию экосистем, тип биологического круговорота, избежать процессов замещения одних экосистем другими и их деградации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аболин А.А., Гемсте И.К. Лайвиня С.Х., Лайвиньш М.Я. Почвы и растительность природного резервата Мориссала. Рига: Зинатне, 1979. 156 с.
2. Авдонин Н.С. Алюминий в дерново-подзолистых почвах // Агрохимия. 1971. № 7. С. 94-103.
3. Авдонин Н.С. Алюминий и плодородие почв нечерноземной полосы СССР // Вестник с.-х. наук. 1957. № 2. С. 23-37.
4. Авдонин Н.С. О влиянии реакции среды на растения / Физиологическое обоснование системы питания растений. 1964. С. 212-219.
5. Агроклиматический справочник по Вологодской области. Вологда: Вологодское кн. изд-во. 1959. 184 с.
6. Агрохимическая характеристика почв СССР / Под ред. А.В. Соколова. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 280 с.
7. Андропова М.И. Стандартные цветовые шкалы для полевого определения и кодирования окраски почв. М., 1992.
8. Антипов Н.П. Климат / Природа Вологодской области. Вологда, 1957. С. 111-135.
9. Арбузов И. К вопросу о подвижном алюминии // Почвоведение. № 4. 1940. С. 71-75.
10. Афанасьева Н.Б. Современная лесная растительность и ее история в пределах южной части Белозерско-Кирилловских гряд (Вологодская область). Дисс. ... канд. биол. наук. Москва, 1996. 180 с.
11. Афанасьева Т.В. и др. Почвы СССР. М.: Мысль, 1979. 380 с.
12. Белоусова Н.И., Мешалкина Ю.Л. Некоторые параметры катионно-обменного комплекса бореальных почв России // Почвоведение. 2000. № 8. С. 951-965.
13. Березина Н.А., Афанасьева Н.Б. Экология растений. М.: Издательский центр «Академия», 2009. С. 303-340.
14. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: ГНТИ, 1961. 539 с.
15. Бобровский Р.В., Воробьев Г.А., Комиссаров В.В., Уханов В.П., Шевелев Н.Н. Ландшафтные (комплексные) заказники // Особо охраняемые природные территории, растения и животные Вологодской области. Вологда, 1993. С. 44-104.
16. Борисов А.А. О климатообразующих факторах природы Вологодской области // Вестник ЛГУ. Сер. геология и география. 1958. В. 3. С. 115-124.
17. Бутузова О.В. Почвы // Природа Вологодской области. Вологда, 1957. С. 181-209.
18. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв / Учеб. пособие. –3 изд., перераб. и доп. М.: Агропромиздат, 1986. 415 с.
19. Вайчис М.В. Генезис и свойства лесных почв южной Прибалтики. Вильнюс: Минтис. 1975. 412 с.
20. Васильевская В.Д., Шварова Т.Ю. Подзолистые почвы Вологодской области // Вестник МГУ, сер. почвоведение. 1985. № 4. С. 15-24.
21. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
22. Вильямс В.Р. Собрание сочинений. В 12-ти томах. Т. 5. Почвоведение. М.: 16 тип. Союзполиграфпрома, 1950. 624 с.
23. Водяницкий Ю.Н. О растворимости реактивом Тамма железистых минералов // Почвоведение. 2001. № 10. С. 1217-1229.
24. Водяницкий Ю.Н. Растворимость оксидов железа почв лесной зоны в реактиве Тамма // Почвоведение. 1998. № 10. С. 1199-1208.
25. Водяницкий Ю.Н., Добровольский В.В. Железистые минералы и тяжелые металлы в почвах. М., 1998. 216 с.
26. Вологодская область на карте России // Вестник Национального парка «Русский Север»: Выпуск 1. 1999. С. 2-6 (<http://www.booksite.ru/forest/forest/north/1.htm>).
27. Воробьев Г.А. Особо охраняемые территории // Леса земли вологодской. Вологда, 1999.
28. Воробьева Л.А. Теория и методы химического анализа почв. М.: Изд-во МГУ, 1995. 134 с.
29. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: МГУ, 1998. 271 с.
30. Востокова Л.Б. Дерново-карбонатные почвы Демидовского района Смоленской области // Почвы дерново-подзолистой зоны и их рациональное использование (на примере Смоленской области) / Под ред. Т.И. Евдокимовой и Б.Г. Розанова. М.: МГУ, 1969. С. 76-88.
31. Выгодская Н.Н., Пузаченко Ю.Г., Солнцева О.Н., Сутулова В.И. Закономерности формирования массы травяного яруса елово-широколиственных лесов // Статистические методы исследования геосистем. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 112-122.
32. Гаврилов К.А., Карпов В.Г. Главнейшие типы леса и почвы Вологодской области в районе распространения карбонатной морены // Типы леса и почвы северной части Вологодской области. М.-Л., 1962. С. 5-117.

33. Гагарина Э.И. Литологический фактор почвообразования (на примере северо-запада Русской равнины). Автореф. дисс. докт. биол. наук. М., 1995. 42 с.
34. Ганжа Б.А. К вопросу о действии Al-ионов и H-ионов на растения в подзолистой почве // Почвоведение. № 1. 1941. С. 22-39.
35. Гиллер Я.Л. Таблицы межплоскостных расстояний / М.: Недра, 1966.
36. Голубев Б.А. Кислые почвы и их улучшение. М.: Сельхозгиз, 1954. 166 с.
37. Голубева Е.И. Методы диагностики состояния антропогенно трансформированных экосистем / Под ред. Д.А. Кривошукского. М.: Географический ф-т МГУ, 1999. 68 с.
38. Горбунов Н.И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 302 с.
39. Горбунов Н.И., Цюрупа И.Г., Шурыгина Е.А. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 185 с.
40. Градусов Б.П. Смешаннослойные минералы в почве. М.: Наука, 1976. 126 с.
41. Градусов Б.П., Зотов А.В., Русинов В.Л. Экспериментальные исследования влияния активности ионов калия на механизм изменения биотита в кислой среде // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. № 3. С.
42. Григорьева Е.Е. Гумус дерново-подзолистых почв. М.: Россельхозакадемия, 1995. 73 с.
43. Гришина Л.А., Копчик Г.Н., Моргун Л.В. Организация и проведение почвенных исследований для экологического мониторинга. М.: МГУ, 1991. 82 с.
44. Дворникова Л.Л., Петров А.П. Почвы Вологодской области // Природное районирование Вологодской области для целей сельского хозяйства. Архангельск: Северо-Западное книжное издательство, 1970. С. 115-168.
45. Демченко Е.Н. Питательный режим и водный потенциал под растениями травяного яруса в лесном биогеоценозе. Автореф. дисс. канд. биол. наук. М., 1984. 25 с.
46. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Изд-во МГУ, 1972. 292 с.
47. Дмитриев Е.А., Рекубретский И.В., Горелова Ю.В., Витязев В.Г. К организации свойств почвенного покрова под елями // Структурно-функциональная роль почвы в биосфере. М., 1999. С. 59-69.
48. Добровольский Г.В., Гришина Л.А. Охрана почв. М., 1985. 224 с.
49. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Сохранение почв как незаменимого компонента биосферы. М.: Наука/Интерпериодика, 2000. 185 с.
50. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Экологические функции почвы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 136 с.
51. Добровольский Г.В., Розанов Б.Г., Гришина Л.А., Орлов Д.С. Проблемы мониторинга и охраны почв // Докл. VII делегатского съезда Всес. об-ва почвоведов. Ташкент. 1985. Т. 6. С. 255-266.
52. Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: Изд-во МГУ, 1984. 416 с.
53. Дылис Н.В. Учение о биогеоценозе и его проблемы. М.: Знание, 1975. 64 с.
54. Евдокимова Т.И. О некоторых вопросах классификации почв западных районов Смоленской области // Почвы дерново-подзолистой зоны и их рациональное использование (на примере Смоленской области) / Под ред. Т.И. Евдокимовой и Б.Г. Розанова. М.: МГУ, 1969. С. 5-12.
55. Зайцев Б.Д. Опыт установления влияния обменного кальция на содержание органического вещества и общего азота в горизонтах грубого гумуса // Почвоведение. № 12. 1966. С. 31-40.
56. Зонн С.В. Влияние леса на почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 159 с.
57. Зонн С.В. Железо в почвах. М.: Наука, 1982. 206 с.
58. Зонн С.В. О бурых лесных и бурых псевдоподзолистых почвах Советского Союза / Генезис и география почв. М.: Наука, 1966. С. 17-42.
59. Зонн С.В. Почвы // Средняя полоса Европейской части СССР. М.: Наука, 1967. С. 155-190.
60. Зонн С.В., Травлев А.П. Аллювий: роль в почвообразовании и влияние на растения. Днепрпетровск: ДГУ, 1992. 224 с.
61. Иванов А.Ф. Рост древесных растений и кислотность почв. Минск: Наука и техника, 1970. 216 с.
62. Ильин В.Б. Почвообразование и элементы-биофилы / В сб.: Химические элементы в системе почва-растение. Новосибирск: Наука, 1982. С. 4-17.
63. Ильина Л.С., Карпачевский Л.О., Щеголькова Н.М. Теория буроземообразования и бурые лесные почвы Сихотэ-Алиня // Почвообразование в лесных биогеоценозах. М.: Наука, 1989. С. 12-22.
64. Ипатов В.С., Кирикова Л.А., Агаркова В.Г. Влияние кислотности на характер травяно-кустарничкового покрова в еловом лесу // Экология. 1977. № 5. С. 38-44.
65. Каппен Г. Почвенная кислотность // Под ред. Ф.Т. Перитурина. М., Сельхозгиз, 1934. 390 с.
66. Карпачевский Л.О. Лес и лесные почвы. М.: Лесная промышленность, 1981. 263 с.
67. Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе. М.: Изд-во МГУ, 1977. 312 с.
68. Карпачевский Л.О., Мотузова Г.В., Зубкова Т.А., Гончарук Н.Ю. Экологические свойства почв и их роль в структуре лесных экосистем / Экология и почвы. Избр. лекции I – VII школ (1991-1997). Т. 1. Пушкино, 1998. С. 201-219.
69. Карпов В.Г., Старостина К.Ф. Новые экспериментальные данные о механизмах регуляции видового состава и строения нижних ярусов биогеоценозов темнохвойной тайги // Механизмы взаимодействия растений в биогеоценозах тайги. Л.: Наука, 1969. С. 146-168.

70. Кислотные осадки и лесные почвы / Под ред. В.В. Никонова и Г.Н. Копчик. Апатиты, 1999. 320 с.
71. Китсе Э., Роома И. Емкость поглощения и удельная поверхность рендзин Эстонской ССР // Изучение почвенных ресурсов и повышение их продуктивности. Сб. научных трудов Эстонской с/х академии. № 92. Тарту, 1974. С. 33-41.
72. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
73. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
74. Климатологический справочник СССР. Вып. 1. Архангельская и Вологодская области, Карельская и Коми АССР. Ч. 2. Температура воздуха и почвы. Упр. гидрометеорологической службы. Центр. Моск. гидрометеорол. обсерватория. 1964. 359 с.
75. Климашевский Э.Л., Маркова Ю.А., Сабирова Р.Н. О природе генотипической специфики устойчивости растений к Al^{3+} / Докл. ВАСХНИЛ. 1978. Вып. 2. С. 2-5.
76. Ковалевский А.А. Биогеохимия растений. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1991. 294 с.
77. Копчик Г.Н., Багдасарова Т.В., Горленко О.В. Взаимосвязь видового состава растений и свойств почв в экосистемах южной тайги // Бюлл. МОИП, отдел. биологии. 2001. Т. 106. Вып. 2. С. 31-38.
78. Копчик Г.Н., Ливанцова С.Ю. Анализ почвенного покрова национального парка «Русский Север» для почвенно-экологического мониторинга // Материалы третьей научно-практической конференции «Экологические проблемы сохранения исторического и культурного наследия». Сб. статей. М., 1999. С. 119-128.
79. Копчик Г.Н., Ливанцова С.Ю. Кислотность и катионнообменные свойства почв лесных экосистем Национального парка «Русский Север» // Почвоведение. 2003а. № 6. С. 670-681.
80. Копчик Г.Н., Ливанцова С.Ю. Разнообразие, свойства и экологическое качество почв лесных биогеоценозов Национального парка «Смоленское Поозерье» // Лесоведение. 2003б. № 3. С. 15-26.
81. Копчик Г.Н., Макаров М.И., Киселева В.В. Принципы и методы оценки устойчивости почв к атмосферным кислотным выпадениям. М.: Изд-во МГУ, 1998. 96 с.
82. Копчик С.В., Копчик Г.Н. Многомерный статистический анализ реакции подстилок лесных почв на атмосферное загрязнение // Экология. 2000. № 2. С. 89-96.
83. Копчик С.В., Копчик Г.Н., Ливанцова С.Ю., Березина Н.А., Вахрамеева М.Г. Анализ взаимосвязи почв и растительности в лесных биогеоценозах методом главных компонент // Экология. 2003. 1. С. 37-45.
84. Копчик С.В., Копчик Г.Н., Странд Л., Венн К., Омлид Д. Многопараметрический анализ кислотности и катионнообменных свойств лесных почв в условиях атмосферных кислотных выпадений // Почвоведение. 1999. №8. С. 999-1008.
85. Костов И. Минералогия. Сер. Науки о земле. М.: Мир, 1971. 584 с.
86. Красильников П.В. Влияние почвы на разнообразие напочвенной растительности Восточной Фенноскандии // Функции почв в биосферно-геосферных системах: Материалы международного симпозиума. М., 27-30 августа 2001 г. М., 2001. С. 89-90.
87. Кузнецов А.Л. Природное и историко-культурное наследие Национального парка «Русский Север» // Природное и историко-культурное наследие Северо-Запада России. Петрозаводск, 2000. С. 255-267.
88. Кузнецов А.Л. Флора национального парка «Русский Север» (Северные орхидеи) // Вестник Кирилло-Белозерского музея. 2004. № 5.
89. Курочкин С.А. Влияние pH почвы на плодоношение грибов-макромицетов в южной тайге (на примере рода *Amanita Hook.*) / Взаимоотношения компонентов биогеоценозов в южной тайге. Калинин: КГУ, 1985. С. 164-166.
90. Кылли Р. О морфологии лесных почв // Сб. научных трудов Эстонской с.-х. академии. 1980. № 122. С. 3-14.
91. Леса и лесное хозяйство Вологодской области. Вологда: Сев.-Зап. книж. изд-во, 1971. 207 с.
92. Матвеева А.А. Изменение травяного покрова в зависимости от типов леса, условий местообитания и возраста древостоев // Сооб. ин-та леса АН СССР. Вып. 3. М., 1954. С. 21-29.
93. Миркин Б.М., Наумова Л.Г., Соломец А.И. Современная наука о растительности. М.: Логос, 2000. С. 83.
94. Миркин Б.М., Розенберг Г.С. Фитоценология. Принципы и методы. М.: Наука, 1978. 212 с.
95. Морозов Г.Ф. Учение о лесе. М.-Л.: Гослесбумиздат, 1949. 455 с.
96. Национальные парки России / Справочник. М.: Центр охраны дикой природы, 1996. С. 86-88.
97. Низовцев В.А., Постников А.В., Снытко В.А., Фролова Н.Л., Чеснов В.М., Широков Р.С., Широкова В.А. Исторические водные пути Севера России (XVII-XX вв.) и их роль в изменении экологической обстановки. Экспедиционные исследования: состояние, итоги, перспективы. Москва, ИИЕТ РАН, 2009. 298 с.
98. Овчинникова А.И. Агроклиматическая характеристика вегетационного периода / Природное районирование Вологодской области для целей сельского хозяйства. Вологда, 1970. С. 52-73.
99. Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во МГУ, 1992. 400 с.
100. Основы лесной биогеоценологии / Под ред. В.Н. Сукачева и Н.В. Дылиса. М.: Наука, 1964. 574 с.
101. Оценка и сохранение биоразнообразия лесного покрова в заповедниках Европейской России. М.: Научный мир, 2000. С. 7-14.
102. Оценка состояния и устойчивости экосистем / В.В. Снакин и др. М., 1991. 127 с.
103. Палавеев Т., Тотев. Т. Кислотность почв и методы ее устранения / Пер. с болг. Е.И. Григорьева, А.П. Смирнова; под ред. и с предисл. А.В. Петербургского. М.: Колос, 1983. 165 с.

104. Пинский Д.Л. Ионобменные процессы в почвах. Пушкино, 1997. 166 с.
105. Плотникова Т.А., Орлова Н.Е., Бакина Л.Г. Взаимодействие гуминовых кислот с кальцием при известковании дерново-подзолистых почв / Лесоводство, лесные культуры и почвоведение: Межвуз сб. науч. тр. СПб: СПбЛТА, 2001. С. 134-137.
106. Подзолистые почвы запада европейской части СССР. М., 1977. 286 с.
107. Подзолистые почвы центральной и восточной частей европейской территории СССР (на суглинистых почвообразующих породах). Л.: Наука, 1980. 301 с.
108. Подзолистые почвы центральной и восточной частей европейской территории СССР (на песчаных почвообразующих породах). Л.: Наука, 1981. 200 с.
109. Понизовский А.А., Пинский Д.Л., Воробьева Л.А. Химические процессы и равновесия в почвах. М.: МГУ, 1986. 102 с.
110. Пономарева В.В. Теория подзолообразовательного процесса. Л.: Изд-во АН СССР. 1964. 380 с.
111. Почвенно-экологический мониторинг и охрана почв. Учебное пособие / Под ред. Д.С. Орлова, В.Д. Васильевской. М.: МГУ, 1994. 272 с.
112. Почвоведение / Под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. Ч. 2. Типы почв, их география и использование. М.: Высш. шк., 1988. 368 с.
113. Почвообразование в лесных биогеоценозах / Сб. научн. тр. АН СССР. Отв.ред. Г.В. Добровольский. М.: Наука, 1989. 103 с.
114. Проект организации и ведения лесного хозяйства федерального государственного учреждения «Национальный парк «Русский Север». Таксационное описание Шалго-Бодуновского лесничества. Т. 3. Книга 1. 2003. 347 с.
115. Проект организации и ведения лесного хозяйства федерального государственного учреждения «Национальный парк «Русский Север». Таксационное описание Ниловицкого лесничества. Т. 3. Книга 2. 2003. 380 с.
116. Проект организации и ведения лесного хозяйства федерального государственного учреждения «Национальный парк «Русский Север». Таксационное описание Горицкого лесничества. Т. 3. Кн. 1. 2003. 226 с.
117. Прокушкин С.Г. Минеральное питание сосны (на холодных почвах). Новосибирск: Наука, 1982. 191 с.
118. Работнов Т.А. Актуальные вопросы экологии растений // Итоги науки и техники. Ботаника, т. 3. М.: Изд-во ВИНТИ, 1979. 70 с.
119. Разнообразие ландшафтов национального парка «Русский Север» / Под ред. Н.К. Максutowой. Вологда, 2007. 92 с.
120. Раменский Л.Г. Избранные работы. Л.: Наука, 1971. 334 с.
121. Раменский Л.Г., Цаценкин И.А., Чижиков О.Н., Антипин Н.А. Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову. М., 1956. 471 с.
122. Растения в экстремальных условиях минерального питания: Эколого-физиологические исследования / Под ред. М.Я. Школьника, Н.В. Алексеевой-Поповой. Л.: Наука, 1983. 176 с.
123. Рахтеенко Л.И., Иванов А.Ф., Моисеенко Е.И. Влияние подвижного алюминия на некоторые древесные породы / Тезисы Всесоюзного совещания по вопросам адаптации растений к экстремальным условиям среды в северных районах СССР. Петрозаводск, 1971. С. 121-122.
124. Ремезов Н.П. Емкость поглощения и состав обменных катионов в главнейших типах почв / Химия и генезис почв. М.: Наука. 1989. С. 76-118.
125. Ремезов Н.П. Почвы, их свойства и распространение. М.: Учпедгиз, 1952. 268 с.
126. Ремезов Н.П., Погребняк П.С. Лесное почвоведение. Л., 1965. 324 с.
127. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под редакцией Г. Брауна. М.: Мир, 1965. 600 с.
128. Салаяев Р.К. О механизме поглощения веществ корнями растений // Физиология растений. 1965. Т. 12. № 4. С. 569-575.
129. Сахаров М.И. О зависимости развития лесных травянистых растений от условий обитания // Сб. науч. тр. Ин-та биологии АН БССР. Вып. 2. 1951. С. 175-188.
130. Скупинова Е.А. Национальный природный парк «Русский Север» // Особо охраняемые природные территории, растения и животные Вологодской области. Вологда, 1993. С. 34-43.
131. Скупинова Е.А., Максutowа Н.К. Очерки природы национального природного парка «Русский Север» // Кириллов: Краеведческий альманах. Вып. 3. Вологда: Издательско-производственный центр «Легия», 1998. 264 с.
132. Смирнова С.Н. Новое перспективное сотрудничество. Вестник Кирилло-Белозерского музея. 2009. № 18 (<http://www.kirmuseum.ru/issue/guide/detail.php?ID=11453>).
133. Смит У.Х. Лес и атмосфера. М.: Прогресс, 1985. 429 с.
134. Снакин В.В., Присяжная А.А., Рухович О.В. Состав жидкой фазы почв. М.: РЭФИА, 1997. 325 с.
135. Соболев Л.Н. О некоторых вопросах экологического почвоведения // Почвоведение. 1966. № 10. С. 1-10.
136. Соколов Н.Н. Рельеф и четвертичные отложения // Природа Вологодской области. Вологда, 1957. С. 58-93.
137. Соколова Т.А. Закономерности профильного распределения высокодисперсных минералов в различных типах почв. М.: Изд-во МГУ, 1985. 84 с.
138. Соколова Т.А. Химические основы мелиорации кислых почв. М.: Изд-во МГУ, 1993. 181 с.

139. Соколова Т.А. Химические основы мелиорации кислых почв. М.: Изд-во МГУ. 1993. 180 с
140. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Артюхов Д.Б., Коробова Н.Л. Пространственное и временное варьирование величин pH в подзолистых почвах Центрально-лесного биосферного заповедника // Почвоведение. 1997. № 11. С. 1339-1348.
141. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И., Иванова С.Е. Взаимодействие лесных суглинистых подзолистых почв с модельными кислыми осадками и кислотнo-основная буферность подзолистых почв. М.: Изд-во МГУ, 2001. 208 с.
142. Солнцева О.Н., Холопова Л.Б. Роль экологических факторов в формировании травяного покрова // Динамика естественных и искусственных лесных биогеоценозов Подмоскoвья. М.: Наука, 1987. С. 88-97.
143. Толковый словарь по почвоведению. М.: Наука, 1975. С. 82.
144. Тонконогов В.Д. Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России. М., 1999. 155 с.
145. Тюлин В.В., Копысов И.Я. Оценка земель и их эффективное использование на Северо-востоке Нечерноземной зоны. Киров: Вятская гос. с/х академия, 1994. 160 с.
146. Уиттекер Р. Сообщества и экосистемы. М.: Прогресс, 1980. 326 с.
147. Уханов В.П. Ландшафтные (комплексные) памятники природы // Особо охраняемые природные территории, растения и животные Вологодской области. Вологда, 1993. С. 125-131.
148. Фроловская Т.П. Влияние алюминия на растения и способы регулирования его действия. Автореф. дисс. канд. биол. наук. М.: Изд-во МГУ. 1963. 19 с.
149. Цыганов Д.Н. Фитоиндикация экологических режимов в подзоне хвойно-широколиственных лесов. М.: Наука, 1983. 196 с.
150. Чижикова Н.П., Копчик Г.Н., Мурашкина-Миис М.А. Разнообразие минералогического состава тонкодисперсных фракций почв конечной зоны валдайского оледенения // Почвоведение. 2000. № 6. С. 976-988.
151. Шиханова Т.А. Видовой состав и биомасса растений напочвенного покрова лиственно-елового насаждения средней тайги / Экология таежных почв Севера. Труды Коми науч. Центра УРО Рос. АН, № 155. Сыктывкар, 1997. С. 113-124.
152. Шкляев Ю.Н. Магний в жизни растений. М.: Наука, 1981. 96 с.
153. Якушев Б.И. Исследование растений и почв. Минск: Наука и техника, 1988. 69 с.
154. Aguilera N.H., Jackson M.L. Iron oxide removal from soils and clays // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1953. V. 17. P. 359-364.
155. Baize D., Sterckeman T. Of the necessity of knowledge of the natural pedo-geochemical background content in the evaluation of the contamination of soils by trace elements // The Science of the Total Environment. 2001. V. 264. No. 1-2. P. 127-139.
156. Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment. Fine fraction in the Atlantic Ocean // Geochem. Techn. Rept. 1964. V. 8. P. 97-105.
157. Bloom P.R., Grigal D.F. Modeling soil response to acidic deposition in nonsulfate adsorbing soils // J. Environ. Qual. 1985. V. 14. P. 489-495.
158. Blume H.P., Schwertmann U. Genetic Evaluation of profile distribution of aluminum, iron, and manganese oxides // Soil Sci. Soc. of Amer. J. 1969. V. 33. P. 438-444.
159. Borggaard O.K. Phase identification by selective dissolution techniques // Iron in Soils and Clay Minerals. Dordrecht: Reidel, 1988. P. 83-98.
160. Borggaard O.K. Selective extraction of amorphous iron oxides by EDTA from selected silicates and mixture of amorphous and crystalline iron oxides // Clay Minerals. 1982. V. 17. P. 365-368.
161. Bosatta E. One equation to analyse the pH of soil systems // J. Soil Sci. 1993. V. 44 (2). P. 299-306.
162. Cornell R.M., Schwertmann U. Influence of organic anions on the crystallization of ferrihydrite // Clays Clay Minerals. 1979. V. 21. P. 402-410.
163. Cronan C.S., Grigal D.F. Use of calcium/aluminum ratios as indicators of stress in forest ecosystems // J. Environ. Qual. 1995. V. 24. P. 209-226.
164. Dahlgren R.A. Quantification of allophane and imogolite / Quantitative methods in mineralogy. Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin, USA, 1994. P. 430-450.
165. Dahlgren R.A., Ugolini F.C. Formation and stability of imogolite in a tephritic Spodosol, Cascade Range, Washington // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 1897-1904.
166. De Vries W. Soil Response to acid deposition at different regional scales: Field and laboratory data, critical loads and model predictions. Wageningen: DLO Winand Staring Centre, The Netherlands, 1994. 487 p.
167. De Vries W., Klap J.M., Erisman J.W. Effects of environmental stress on forest crown condition in Europe. Part 1: Hypotheses and approach to the study // Water, Air and Soil Pollution. V. 119. 2000. P. 317-333.
168. De Wit H.A. Solubility controls and phyto-toxicity of aluminium in a mature Norway spruce forest. Doctor Scientiarum Theses 2000:14. Ås, Norway, 2000. 35 p.
169. De Wit H.A., Mulder J., Nygaard P.H., Aamlid D. Testing the aluminium toxicity hypothesis: a field manipulation experiment in mature spruce forest in Norway // Water, Air and Soil Pollut. 2001. V. 130. P. 995-1000.

170. Deb B.C. The estimation of free iron oxides in soils and clays and their removal // J. Soil Sci. 1950. V. 1. P. 212-220.
171. Ellenberg H. Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht. 5. Aufl. Ulmer, Stuttgart. 1996. 1096 s.
172. Ellenberg H. Zeigerwerte der Gefasspflanzen Mitteleuropas. Gottingen: Goltze. 1974. 97 s.
173. Emmett B.A. Nitrogen saturation of terrestrial ecosystems: Some recent findings and their implication for our conceptual framework // Water, Air, and Soil Pollution: Focus. 2007. V. 7, Is. 1-3. P. 99-109.
174. Falkengren-Grerup U., Brunet J., Quist M.E., Tyler G. Is the Ca:Al ratio superior to pH, Ca or Al concentration in soils in accounting for the distribution of plants in deciduous forest // Plant Soil. 1995a. V. 177. P. 21-31.
175. Falkengren-Grerup U., Brunet J., Quist M.E. Sensitivity of plants to acidic soils exemplified by the forest grass *Bromus benekenii* // Water, Air and Soil Pollution. 1995b, V. 85 (3). P. 1233.
176. Farmer V.C., Russell J.D., Smith B.F.L. Extraction of inorganic forms of translocated Al, Fe and Si from a podzol Bs horizon // J. Soil Sci. 1983. V. 34. P. 571-576.
177. Fordham A.W., Merry R.H., Norrish K. Occurrence of microcrystalline goethite in an unusual fibrous form // Geoderma. 1984. V. 34. P. 135-148.
178. Fordham A.W., Norrish K. The nature of soil particles particularly those reacting with arsenate in a series of chemically treated samples // Austral. J. Soil Res. 1983. V. 21. P. 455-477.
179. Forest Soil Conditions in Europe. Results of a Large-Scale Soil Survey. EC-UN/ECE, Brussels, Geneva, 1997. 261 p.
180. Gilkes R.J., Suddhiprakarn A. Biotite alteration in deeply weathered granite. 2. Oriented growth of secondary minerals // Clays and Clay minerals. 1979. V. 27. No. 5. P. 361-367.
181. Gustafsson J.P., Bhattacharya P., Bain D.C., Fraser A.R., McHardy W.J. Podzolisation mechanisms and the synthesis of imogolite in the northern Scandinavia // Geoderma. 1995. V. 66. P. 167-184.
182. Hartje V., Klaphake A., Schliep R. Consideration of the Ecosystem Approach Convention of the Convention on Biological Diversity in Germany. BfN. Skripten 69. Bonn, 2002. 63 p.
183. Holmgren G.G.S. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure // Soil Science Soc. Am. Proc. 1967. V. 31. P. 210-211.
184. Hruška J., Cudlín P., Krám P. Relationship between Norway spruce status and soil water BC/Al ratios in the Czech republic // Water, Air and Soil Pollut. 2001. V. 130. P. 983-988.
185. International Co-operative Programme on Assessment and Monitoring of Air Pollution on Forests in the ECE Region / Ed. by M.R. Starr. Helsinki, 1990. 66 p.
186. International Co-operative Programme on Integrated Monitoring: Field and Laboratory Manual. Helsinki, 1989. 443 p.
187. Iyengar S.S., Zelazny L.W., Martens D.C. Effect of photolytic oxalate treatment on soil hydroxy-interlayered vermiculites // Clays and Clay Minerals. 1981. V. 29. P. 429-434.
188. Jeanroy E., Guillet B. The occurrence of suspended ferruginous particles in pyrophosphate extracts of soils // Geoderma. 1981. V. 26. No. 1. P. 95-105.
189. Kanwar R.S., Kumar A., D. Baker D. Number of Samples Required for the Estimation of Residual Soil Nitrate-Nitrogen: a Risk Based Analysis. Water, Air, and Soil Pollution. 1998. V. 107. No. 1. P. 163-174.
190. Kassim J.K., Gafoor S.N., Adams W.A. Ferrihydrite in pyrophosphate extracts of podzol B horizons // Clay Minerals. 1984. V. 19. P. 99-106.
191. Kilmer V.J. The estimation of free iron oxides in soils // Soil Sci. Soc. Am. Proc. 1960. V. 24. P. 420-421.
192. Klap J.M., Voshaar J.H.O., de Vries W., Erisman J.W. Effects of environmental stress on forest crown condition in Europe. Part 4: Statistical analysis of relationships // Water, Air and Soil Pollution. 2000. V. 119. P. 387-420.
193. Koptsik S., Berezina N., Livantsova S. Effects of natural soil acidification on biodiversity in boreal forest ecosystems // Water, Air and Soil Pollution. 2001. V. 130. P. 929-934.
194. Landolt E. Ökologische Zeigerwerte zur Schweizer Flora. Veröff. Geobot. Inst. ETH. Zurich. 1977. H.64. S. 1-208.
195. Likens G.E., Bormann F.H. Biogeochemistry of a Forest Ecosystem. Springer-Verlag. 1995. 159 p.
196. Liming as a Measure to Improve Soil and Tree Condition in Areas Affected by Air Pollution. Results and experiences of an ongoing research programme / Andersson F., Persson T. (Eds.). National Swedish Environmental Report 3518. Stockholm, 1988. 131 p.
197. Løkke H., Bak J., Falkengren-Grerup U., Finlay R.D., Ilvesniemi H., Nygaard P.H., Starr M. Critical loads of acidic deposition for forest soils: is the current approach adequate? // Ambio. 1996. V. 25. P. 510-516.
198. Long-Term Experiments with Acid Rain in Norwegian Forest Ecosystems / Abrahamsen G., Stuanes A.O., Tveite B. (eds). Ecological Studies, V. 104. Springer-Verlag, 1994. 342 p.
199. Mäkipää R. Sensitivity of forest floor mosses in boreal forests to nitrogen and sulphur deposition // Acid Reign '95. 1995. V. 3. P. 1239-1244.
200. Manual for Integrated Monitoring. Programme Phase 1993-1996. Environmental Data Centre. National Board of Waters and the Environment. Helsinki, 1993. 114 p.
201. Manual on Methods and Criteria for Harmonized Sampling, Assessment, Monitoring and Analysis of the Effects of Air Pollution on Forests. Part I. Mandate of ICP Forests and Programme Implementation. Updated: 06/2004, Annex (Forms): 06/2006. 28 p.

202. Manual on Methods and Criteria for Harmonized Sampling, Assessment, Monitoring and Analysis of the Effects of Air Pollution on Forests. Part IIIa. Sampling and Analysis of Soil. Updated 06/2006. 130 p.
203. Manual on Methods and Criteria for Harmonized Sampling, Assessment, Monitoring and Analysis of the Effects of Air Pollution on Forests. Part VI. Sampling and Analysis of Deposition. Update 06/2006. 74 p.
204. Manual on Methods and Criteria for Harmonized Sampling, Assessment, Monitoring and Analysis of the Effects of Air Pollution on Forests. Part IIIb. Submanual on Soil Solution Collection and Analysis. Updated 06/2003. 161 p.
205. Manual on Methods and Criteria for Harmonized Sampling, Assessment, Monitoring and Analysis of the Effects of Air Pollution on Forests. Part IV. Sampling and Analysis of Needles and Leaves. Updated 05/2000. 37 p.
206. Manual on Methods and Criteria for Harmonized Sampling, Assessment, Monitoring and Analysis of the Effects of Air Pollution on Forests. Part XI. Sampling and Analysis of Litterfall. Updated: 06/2004. 18 p.
207. Mehra O.P., Jackson M.L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate // Clays and Clay Min. 7th Nat. Conf. 1960. P. 317-327.
208. Murashkina M., Southard R.J., Koptsik G.N. Soil-landscape relationships in the taiga of northwestern Russia highlight the differences in the U.S. and Russian soil classification systems // Soil Science. 2005. V. 170, No. 6. P. 469-480.
209. Mutter H., Birks H.J.B., Odland A. The comparative ecology of *Polystichum aculeatum*, *P-Braunii*, and *P-Lonchitis* in Hordaland, western Norway // Nord. J. of Bot. 1998. V. 18, No. 3. P. 267-288.
210. Nygaard P. H., Abrahamsen G. Effect of long-term acidification on the ground vegetation and soil in a 100 year-old stand of Scots pine (*Pinus sylvestris*) // Plant and Soil. 1991. V. 131. P. 151-160.
211. Ognér G., Opem M., Remedios G., Sjøtveit G., Sorlie B. The Chemical Analysis Program of the Norwegian Forest Research Institute. Ås, Norway, 1991. 21 p.
212. Okland R.H., Eilertsen O. Dynamics of understory vegetation in an old-growth boreal coniferous forest, 1988-1993 // J. Veget. Sci. 1996. V. 7, No. 5. P. 747-762.
213. Parfitt R.L., Childs C.W. Estimation of forms of Fe and Al: a review, and analysis of contrasting soils by dissolution and moessbauer methods // Austral. J. Soil Res. 1988. V. 26. P. 121-144.
214. Parfitt R.L., Henmi T. Comparison of an oxalate-extraction method and an infrared spectroscopic method for determining allophane in soil clays. Soil Sci. & Plant Nutrition. 1982. V. 28. P. 183-190.
215. Pattee H.H. Causation, Control, and the Evolution of Complexity // Anderson P.B., Christiansen P.V., Emmeche C., Finnemann N.O. (eds.). Downward Causation. Aarhus: Aarhus University Press, 2000. P. 63-77.
216. Rebertus R.A., Buol S.W. Iron distribution in a developmental sequence of soils from mica gneiss and schist. Soil Sci. Soc. Am. J. 1985. V.49. P. 713-720.
217. Ross D.S., David M.B., Lawrence G.B., Bartlett R.J. Exchangeable hydrogen explains the pH of Spodosol Oa horizons // Soil Sci. Soc. Am. J. 1996. V. 60. P. 1926-1932.
218. Runge M., Rode M.W. Effects of Soil Acidity on Plant Associations // Soil Acidity. Ulrich B., Summer M.E. (Eds.). Berlin: Springer-Verlag, 1991. P. 183-202.
219. Schwertmann U. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironment // Iron in Soils and Clay Minerals. Dordrecht: Reidel, 1988. P. 267-308.
220. Schwertmann U., Schulze D.G., Murad E. Identification of ferrihydrite in soils by dissolution kinetics, differential X-ray diffraction and Moessbauer spectroscopy // Soil Sci. Soc. Am. J. 1982. V. 46. P. 869-875.
221. Schwertmann U., Taylor R.M. Iron oxides // J.B. Dixon, S.B. Weed (eds.), Minerals in Soil Environment. SSSA Book Series No. 1, Madison, WI, 1989. P. 379-438.
222. Ślesak E. The effect of magnesium deficiency on the resting and action potential in plants / The Function of Some Mineral Elements in Higher Plants. 1989. P. 45-50.
223. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations, Report no. 42. Version 3.0. 1996. P. 693.
224. Soil Survey Staff. Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. USDA-SCS Agric. Handb. 436. U.S. Govt. Print. Office, Washington, D.C. 1975. P. 29-33.
225. Steinnes E., Flaten T.P., Varskog P., Låg J., Bølviken B. Acidification Status of Norwegian Forest Soils as Evident from Large Scale Studies of Humus Samples // Scand. J. For. Res. 1993. No. 3. P. 291-304.
226. Sverdrup H., Warfvinge P. The Effect of Soil Acidification on the Growth of Trees, Grass and Herbs as expressed by the (Ca+Mg+K)/Al Ratio. Reports in Ecology and Environmental Engineering. Report 2:1993. Lund, Sweden, 1993. 177 p.
227. Sverdrup H., de Vries W., Henriksen A. Mapping Critical Loads. Copenhagen: UN-ECE, NMR, 1990. 124 p.
228. The Mosaic-Cycle Concept of Ecosystems / H. Remmert (Ed.). Ecological Studies. Vol 85. Springer-Verlag, 1991. 163 p.
229. Timoney K.P., Laroi G.H., Zoltai S.C., Robinson A.L. Vegetation communities and plant-distributions and their relationships with parent materials in the forest-tundra of Northwestern Canada // Ecography. 1993. V. 16, No. 2. P. 174-188.
230. Ulrich B. Effect of acidic precipitation on forest ecosystems in Europe // Acidic Precipitation. V. 2. Biological and Ecological Effects / D.C. Adriano, A.H. Johnson (Eds.). Springer-Verlag, 1989. P. 189-272.
231. Vogt R.D., Seip H.M., Orefellen H., Skotte G., Irgens C., Tuszka J. Aluminum mobility at an acid sensitive site with high S-deposition // Water, Air, and Soil Pollution. 2001. V. 130. P. 745-750.
232. Wackerbauer R., Witt A., Atmanspacher H., Kurths J., Scheingraber H. A Comparative Classification of Complexity Measures // Chaos, Solution, & Fractals. 1994. V. 4. P. 133-173.

Таблица 1.1. Средняя, минимальная и максимальная месячная и годовая температура воздуха (по данным метеорологических станций Чарозеро и Кириллов, Климатологический справочник СССР, 1964)

Метеостанция	Показатель	Месяцы												Год
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Чарозеро	средняя	-12.0	-11.4	-6.4	1.7	8.7	14.1	16.7	14.3	8.6	1.9	-3.9	-9.3	1.9
	ср. мин.	-15.3	-15.3	-11.0	-2.6	3.6	8.8	11.5	10.0	4.9	-0.7	-6.6	-12.4	-2.1
	абс. мин.	-45	-40	-35	-26	-12	-3	1	-1	-7	-24	-35	-42	-45
	ср. абс. мин.	-31	-29	-24	-13	-4	1	6	4	-2	-10	-19	-27	-34
	ср. макс.	-8.8	-7.8	-2.1	6.3	14.0	19.4	22.2	19.7	13.0	4.8	-1.6	-6.7	6.0
	абс. макс.	4	4	11	26	30	33	34	34	28	20	10	7	34
	ср. абс. макс.	1	0	6	16	24	28	29	27	21	13	6	2	30
Кириллов	средняя	-11.6	-11.0	-6.3	1.9	9.0	14.4	17.1	14.8	9.1	2.6	-3.5	-9.0	2.3
	ср. мин.	-15.3	-15.4	-11.1	-2.4	4.0	9.4	11.9	10.4	5.5	-0.1	-5.9	-12.1	-1.8
	абс. мин.	-46	-40	-37	-24	-13	-3	3	0	-7	-21	-34	-42	-46
	ср. абс. мин.	-31	-28	-25	-13	-3	2	6	4	-2	-9	-18	-26	-35
	ср. макс.	-8.5	-7.4	-1.9	6.4	14.2	19.5	22.2	19.9	13.5	5.3	-1.3	-6.2	6.3
	абс. макс.	5	5	12	26	30	33	34	36	27	23	10	6	36
	ср. абс. макс.	1	1	6	16	24	28	29	27	21	13	6	2	30

Таблица 1.2. Даты наступления средней суточной температуры воздуха выше и ниже определенных пределов и число дней с температурой, превышающей эти пределы (по данным метеорологических станций Чарозеро и Кириллов, Климатологический справочник СССР, 1964)

Метеостанция	-10°	-5°	0°	5°	10°
Чарозеро	28.02	21.03	8.04	28.04	23.05
	19.12	20.11	25.10	1.10	9.09
	293	243	199	155	108
Кириллов	26.02	21.03	7.04	27.04	20.05
	23.12	22.11	29.10	3.10	11.09
	299	245	204	158	113

Таблица 1.3. Средняя месячная и годовая температура на поверхности почвы (по данным метеорологических станций Чарозеро и Кириллов, Климатологический справочник СССР, 1964)

Метео-станция	Показатель	Месяцы												Год
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Чарозеро	Среднее	-12	-12	-8	0	10	17	19	16	9	2	-4	-10	2
	Средний максимум	-9	-7	-1	8	22	30	33	28	18	6	-1	-7	10
	Абсолютный максимум	3	4	11	28	43	48	49	46	39	23	11	5	49
	Средний минимум	-17	-18	-15	-5	2	8	10	9	4	-2	-8	-14	-4
	Абсолютный минимум	-48	-45	-40	-31	-15	-4	0	-3	-8	-26	-38	-45	-48
Кириллов	Среднее	-12	-12	-8	0	11	17	20	17	10	3	-4	-9	3
	Средний максимум	-9	-7	-1	8	22	30	34	28	19	7	-1	-6	10
	Абсолютный максимум	4	5	12	32	45	48	50	48	42	24	11	3	50
	Средний минимум	-18	-19	-15	-5	2	8	11	9	4	-1	-7	-14	-4
	Абсолютный минимум	-50	-45	-42	-32	-16	-5	0	-1	-8	-22	-37	-45	-50

Таблица 1.4. Средняя месячная и годовая температура почвы на глубине 40 см (по данным метеостанции Кириллов, Климатологический справочник СССР, 1964)

Месяцы												Год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
0.0	-0.4	-0.1	0.7	6.8	12.5	16.0	15.8	12.1	6.5	3.1	1.4	6.2

Таблица 1.5. Средняя месячная температура слоев почвы (по данным метеорологических станций Чарозеро и Кириллов, Климатологический справочник СССР, 1964)

Метеостанция	Глубина	Месяцы			
	см	6	7	8	9
Чарозеро	5	14.9	17.7	15.6	9.6
	10	14.2	17.1	15.3	9.5
	15	13.7	16.7	15.1	9.7
	20	13.3	16.5	14.9	9.8
Кириллов	5	16.5	19.6	16.9	10.4
	10	15.9	19.3	16.7	10.6
	15	15.3	19.0	16.5	10.8
	20	15.0	18.9	16.3	11.0

Таблица 1.6. Глубина промерзания почвы (см, максимум за зиму, по данным метеорологических станций Чарозеро и Кириллов, Климатологический справочник СССР, 1964)

Метео- станция	Месяцы					Средний максимум	Наименьший максимум	Наибольший максимум
	12	1	2	3	4			
Чарозеро	19	32	53	59	59	63	37	96
Кириллов	17	33	44	52	54	57	30	108

Таблица 2.1. Объекты исследования национального парка «Русский Север»

Местоположение	Положение в рельефе	Почвообразующая порода	Фитоценоз	Почва	№№
Окрестности д. Окулово	Вершина моренной гряды	Моренные суглинки	Ельник медуницево-снытево-кисличный	Неглубокоподзолистая легкосуглинистая	1*
Окрестности д. Окулово	Верхняя часть склона моренной гряды	Моренные суглинки	Ельник с осиной кислично-неморально-травяной	Слабодерново-мелкоподзолистая легкосуглинистая	2
Окрестности д. Окулово	Нижняя часть склона моренной гряды	Моренные суглинки	Березняк с елью черничный	Слабодерново-глубокоподзолистая профильно-глееватая легкосуглинистая	3
Окрестности д. Лесово	Моренная равнина	Песчаные отложения, подстилаемые мореной	Луг злаково-разнотравный	Дерновая маломощная супесчаная	4
Окрестности д. Лесово	Моренная равнина	Песчаные отложения, подстилаемые мореной	Березняк злаково-разнотравный	Слабодерново-неглубокоподзолистая супесчаная контактно-глубокоглееватая	5
Шалго-Бодуновское лесничество, 181 кв., 20 выдел	Вершина моренной гряды	Карбонатная морена	Ельник с сосной чернично-кисличный	Неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная легкосуглинистая	13*
Шалго-Бодуновское лесничество	Вершина моренной гряды	Карбонатная морена	Сосняк чернично-зеленомощный	Неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная легкосуглинистая	11
Шалго-Бодуновское лесничество, кв. 181, выдел 22	Верхняя часть склона моренной гряды	Карбонатная морена	Ельник с осиной черничный	Неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная легкосуглинистая	12
Сокольский бор, 116/121 кв.	Озерно-ледниковая равнина	Озерно-ледниковые пески	Березняк с сосной и елью костянично-злаково-разнотравный	Подзол иллювиально-железистый мелкий песчаный	14
Сокольский бор, 121 кв., 15 выдел	Озерно-ледниковая равнина	Озерно-ледниковые пески	Сосняк зеленомощный	Подзол иллювиально-железистый поверхностный песчаный	15*

Продолжение таблицы 2.1.

Местоположение	Положение в рельефе	Почвообразующая порода	Фитоценоз	Почва	№№
Гора Маура	Пологая верхняя часть склона моренно-напорного холма	Карбонатная морена	Ельник кисличный	Дерново-карбонатная оподзоленная легкосуглинистая	17
Гора Маура	Выположенная средняя часть склона моренно-напорного холма	Карбонатная морена	Ельник с рябиной неморальный	Старокультуренная дерново-неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная легкосуглинистая	18*
Гора Маура	Подножие моренно-напорного холма	Карбонатная морена	Луг васильково-клеверово-разнотравный с можжевельником	Дерново-карбонатная типичная легкосуглинистая	16
Берег Бородаевского озера	Нижняя выположенная часть склона моренного холма	Карбонатная морена	Ельник грушанково-зеленомошный	Бурая лесная остаточно-карбонатная тяжелосуглинистая	10*
Цыпина гора	Вершина моренно-напорного холма	Карбонатная морена с подстиланием известняка	Березняк с осиной снытево-гераниево-разнотравный	Дерново-карбонатная типичная легкосуглинистая	6*
Окрестности д. Леушкино	Волнистая вершина моренной гряды	Карбонатная морена	Луг ландышево-вейниково-клеверово-разнотравный	Дерново-карбонатная типичная легкосуглинистая	7
Окрестности д. Оденьево	Подножие моренной гряды	Карбонатная морена	Осинник с ольхой и березой снытевый	Дерново-карбонатная типичная среднесуглинистая	8
Окрестности д. Оденьево	Волнистая вершина моренной гряды	Карбонатная морена	Луг злаково-клеверово-разнотравный	Дерново-карбонатная типичная среднесуглинистая	9

* Детально исследованные почвы (см. гл. 3-7); для остальных почв приведены только морфологические описания.

Таблица 4.1. Гранулометрический состав почв (числитель – по методу Качинского, знаменатель – по методу Горбунова)

Гори зонТ	Глубина	Гигр. влага	Содержание фракций в % (размер частиц в мм)						Сумма частиц по методу			
									Качинского		Горбунова	
	см	%	1.0-0.25	0.25-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005-0.001	<0.001	>0.01	<0.01	>0.01	<0.01
Неглубокоподзолистая почва												
Е	6(8)-25	0.81	8.06	37.27	33.48	9.76 / 7.59	9.48 / 3.71	1.95 / 4.58	78.81	21.19	84.13	15.87
В1	25-38	2.34	8.95	33.28	20.43	13.63 / 6.61	5.25 / 10.09	18.46 / 25.46	62.66	37.34	57.84	42.16
В2	38-61	3.05	8.72	28.77	18.9	5.43 / 6.05	12.02 / 17.21	26.16 / 28.70	56.39	43.61	48.05	51.95
ВСа	61-70	2.2	9.06	27.78	22.84	10.67 / 6.73	15.68 / 9.36	13.97 / 21.08	56.68	40.32	62.83	37.17
Подзол иллювиально-железистый												
Ае	4-6(7)	0.88	9.89	77.17	4.31	0.37 / 6.37	7.45 / 2.87	0.81 / 1.88	91.37	8.63	88.88	11.12
Вh	6(7)-18	0.49	16.15	73.05	3.58	2.66 / 6.39	3.59 / 2.01	0.97 / 1.87	92.78	7.22	89.73	10.27
Вf	18-24	0.27	7.81	85.83	2.18	0.76 / 6.35	3.02 / 1.88	0.4 / 1.59	95.82	4.18	90.18	9.82
Вс	24-58	0.39	14	78.74	1.05	2.06 / 6.40	2.22 / 1.05	1.93 / 2.82	93.79	6.21	89.73	10.27
С1	58-82					- / 6.25	- / 0.48	- / 1.29			91.99	8.01
Дерново-карбонатная типичная почва												
А	0.5-9(11)	3.87	21.56	26.6	18.03	13.89 / 6.91	9.08 / 20.62	10.84 / 18.82	66.19	33.81	53.66	46.34
AD	9(11)-28	2.85	15.01	25.91	21.3	17.85 / 6.94	12.6 / 21.09	7.33 / 14.7	62.22	37.78	57.27	42.73
Д	28-50	1.5	4.49	26.15	24.05	10.12 / 12.08	31.85 / 30.83	3.34 / 8.35	54.69	54.31	48.75	51.25

Таблица 4.2. Валовое содержание элементов в почвах

Почва	Гори- зонт	Глубина, см	Si	Al	Fe	Ti	Mn	Ca	Mg	K
			%							
Подзол иллювиально- железистый	O	0-4	1.23	0.34	0.60	-	0.07	0.63	сл.	0.15
	Ae	4-6(7)	39.1	4.81	1.30	0.34	0.07	0.79	0.71	1.25
	Bh	6(7)-18	36.5	5.47	1.81	0.37	0.06	1.43	0.69	1.36
	Bf	18-24	37.6	6.30	1.66	0.32	0.06	0.72	0.81	1.17
	BC	24-58	38.2	5.79	1.34	0.23	0.05	0.63	1.06	1.25
	C1	58-82	38.7	5.43	1.36	0.18	0.08	0.58	0.78	1.40
	C2	82-100	39.8	4.45	1.02	0.15	0.06	0.59	0.86	1.29
Неглубоко- подзолистая	O	0-6	6.54	1.55	0.92	-	0.17	1.19	0.27	0.49
	AE	6-8(9)	34.6	7.16	2.81	0.63	0.05	0.99	1.30	2.16
	E	6-26	35.4	7.42	2.01	0.45	0.05	0.72	1.28	1.98
	E/B	26-34	32.9	8.57	3.70	0.50	0.06	0.66	1.47	2.26
	B1	34-76	30.6	10.0	4.86	0.51	0.05	0.63	1.89	2.28
	B2	76-96	30.0	10.1	4.98	0.52	0.08	0.77	2.21	2.38
	C	76-110	30.8	9.91	4.57	0.50	0.08	0.78	1.74	2.33
Неглубоко- подзолистая остаточно- карбонатная	O	0-6	2.06	0.44	0.39	-	0.05	0.62	0.20	0.19
	E	6(8)-25	36.2	6.88	1.76	0.44	0.05	0.89	1.00	1.90
	B1	25-38	32.6	8.75	3.77	0.46	0.06	0.85	1.68	2.08
	B2	38-61	30.9	9.78	4.51	0.46	0.08	1.01	1.78	2.16
	Cca	61-70	28.9	8.41	3.94	0.43	0.06	5.63	2.75	1.99
Дерново- неглубоко- подзолистая остаточно- карбонатная	O	0-1	0.70	0.22	0.71	-	0.07	0.80	0.19	0.25
	A	1-6	34.8	7.10	2.76	0.49	0.09	1.04	1.40	1.94
	Ap	6-22(26)	34.1	7.83	2.96	0.55	0.07	0.92	1.36	2.08
	E	22(26)-38	36.1	6.55	1.91	0.43	0.07	0.85	1.33	1.95
	E/B	38-47	35.2	7.01	2.47	0.44	0.08	0.79	1.46	2.07
	B1	47-52(56)	35.1	7.20	2.27	0.41	0.07	0.85	1.47	2.08
	B2	56-82	31.0	9.77	4.51	0.55	0.06	0.73	1.84	2.26
	Cca	82-100	27.7	8.63	4.47	0.53	0.08	6.61	2.64	2.03
Бурая лесная остаточно- карбонатная	O	0-4	3.86	1.37	0.07		0.02	1.24	0.42	0.39
	A	4-10	31.5	9.19	4.25	0.46	0.07	1.08	1.70	2.35
	Bm	10-35	31.0	9.65	4.40	0.51	0.06	0.94	1.91	2.27
	BC	35-70	30.1	10.15	4.96	0.52	0.06	1.00	1.89	2.37
	Cca	70-75	30.3	9.95	4.53	0.50	0.07	1.17	2.07	2.36
Дерново- карбонатная	O	0-0.5	0.55	0.06	0.08	-	0.01	2.05	сл.	0.21
	A	0.5-9(11)	26.0	6.67	5.01	0.43	0.09	13.1	1.32	1.89
	AD	9(11)-28	24.6	6.87	3.80	0.35	0.06	16.2	1.63	1.59
	Dca	28-50	14.7	3.44	1.82	n.d.	n.d.	40.8	0.11	1.01

Таблица 4.3. Содержание глинистых минералов в почвах

Гори- зонт	Глу- бина, см	Во фракции < 1 мкм					В почве в целом				
		Каолинит хлорит	Гидро- слюды	Смешаннослойные образования		Наличие индивиду- ального смектита	Каолинит хлорит	Гидро- слюды	Смешаннослойные образования		Наличие индивиду- ального смектита
				хлорит- вермикулит	слюда- смектит				хлорит- вермикулит	слюда- смектит	
Неглубокоподзолистая почва											
Е	6(8)-25	25.4	35.6	39.1	0.0	0	1.2	1.6	1.8	0.0	0
В1	25-38	24.7	62.9	10.8	1.6	0	6.3	16.0	2.7	0.4	0
В2	38-61	16.2	65.9	7.7	10.2	0	4.7	18.9	2.2	2.9	0
Всca	61-70	14.2	70.5	5.4	9.8	0	3.0	14.9	1.1	2.1	0
Подзол иллювиально-железистый											
Ае	4-6(7)	19.8	18.5	47.7	14.0	0	0.4	0.3	0.9	0.3	0
Вh	6(7)-18	25.0	18.5	53.7	2.9	0	0.5	0.3	1.0	0.1	0
Вf	18-24	25.6	29.7	30.6	14.1	0	0.4	0.5	0.5	0.2	0
BC	24-58	23.5	34.4	24.9	17.1	0	0.7	1.0	0.7	0.5	0
C1	58-82	18.5	49.6	13.3	18.5	0	0.2	0.6	0.2	0.2	0
Дерново-карбонатная типичная почва											
А	0.5-9(11)	13.3	53.7	0	33.0	0	2.5	10.1	0.0	6.2	0
AD	9(11)-28	16.1	38.8	0	0	45.1	2.4	5.7	0.0	0	6.6
D	28-50	1.2	42.8	0	0	56.0	0.1	3.6	0.0	0	4.7

Таблица 4.4. Некоторые кристаллохимические показатели тонкодисперсных фракций (соотношение интенсивностей пиков, нм)

Гори- зонт	Глу- бина, см	Фракция менее 1 мкм					Фракция 1-5 мкм					Фракция 5-10 мкм				
		1.0/0.5	1.4/3.34	1.0/3.34	0.7/3.34	(1.4+1.0+ 0.7)/3.34	1.0/0.5	1.4/3.34	1.0/3.34	0.7/3.34	(1.4+1.0+ 0.7)/3.34	1.0/0.5	1.4/3.34	1.0/3.34	0.7/3.34	(1.4+1.0+ 0.7)/3.34
Неглубокоподзолистая почва																
E	6(8)-25	1.6	0.6	0.1	0.6	1.4	2.0	0.1	0.1	0.1	0.3	1.2	0.0	0.0	0.1	0.1
B1	25-38	4.4	2.0	1.5	1.5	5.1	2.3	0.3	0.2	0.4	0.8	2.1				
B2	38-61	3.9	1.6	1.5	1.1	4.2	2.2	0.1	0.2	0.2	0.6	1.6	0.1	0.1	0.2	0.4
BCca	61-70	3.0	1.1	1.1	1.0	3.1	3.1	0.1	0.3	0.3	0.7	1.6	0.1	0.1	0.1	0.3
Подзол иллювиально-железистый																
Ae	4-6(7)	0.0	0.8	0.3	0.4	1.5	0.0	0.1	0.2	0.3	0.6	3.2	0.0	0.1	0.1	0.2
Bh	6(7)-18	0.0	1.2	0.1	0.4	1.6	0.0	0.2	0.1	0.2	0.5	1.3	0.1	0.0	0.1	0.2
Bf	18-24	0.0	0.5	0.2	0.5	1.3	0.0	0.2	0.1	0.3	0.6	2.0	0.1	0.1	0.4	0.6
BC	24-58	7.0	0.9	0.6	1.2	2.7	2.3	0.3	0.2	0.7	1.2	1.6	0.1	0.1	0.2	0.4
C1	58-82	4.6	0.6	1.0	1.2	2.7	3.6	0.1	0.2	0.5	0.8	3.5	0.2	0.3	0.6	1.1
Дерново-карбонатная типичная почва																
A	0.5-9(11)	2.2	0.9	0.6	0.4	1.8	3.0	0.0	0.2	0.1	0.4	2.7	0.0	0.1	0.1	0.2
AD	9(11)-28	1.8	1.1	0.5	0.4	2.0	0.7	0.1	0.1	0.1	0.4	2.0	0.0	0.1	0.1	0.1
D	28-50	2.3	0.8	0.4	0.0	1.2	2.0	0.0	0.1	0.0	0.1		0.0	0.0	0.0	0.0

Таблица 5.1. Основные свойства почв лесных экосистем национального парка «Русский Север»

Тип леса	Почвообразующая порода	Почва	Горизонт	Глубина, см	Цвет по Манселу (возд. сух.)	Фракция ила ¹		pH ²		C _{орг} ²	CaCO ₃
						% ³	Преобладающие минералы ⁴	H ₂ O	CaCl ₂	%	%
Ельник с сосной чернично-зеленомошный	Карбонатная морена	Неглубоко-подзолистая остаточнок-карбонатная	E	6(8)-25	10YR 7/2	4.58	Х-Вм, Гсл, К+Х	4.76	3.96	0.64	0
			B1	25-38	10YR 6/4	25.5	Гсл, К+Х, Х-Вм	5.68	4.67	0.51	1.60
			B2	38-61	10YR 5/4	28.7	Гсл, К+Х, Сл-См	6.01	5.62	0.48	1.84
			BCca	61-70	10YR 5/8	21.1	Гсл, К+Х, Сл-См	7.89	7.51	0.53	11.9
Сосняк зеленомошный	Озерно-ледниковые пески	Подзол иллювиально-железистый	Ae	4-6(7)	10YR 5/2	1.88	Х-Вм, К+Х, Гсл, Сл-См	4.39	3.64	1.49	2.30
			Bh	6(7)-18	10YR 4/4	1.87	Х-Вм, К+Х, Гсл	4.86	4.77	0.78	0.38
			Bf	18-24	10YR 5/8	1.59	Х-Вм, Гсл, К+Х, Сл-См	5.22	4.96	0.42	1.75
			BC	24-58	10YR 6/4	2.82	Гсл, Х-Вм, К+Х, Сл-См	6.24	6.05	0.15	2.70
			C1	58-82	7.5YR 4/4	1.29	Гсл, К+Х, Сл-См, Х-Вм	6.71	5.96	0.11	3.51
			C2	82-100	10YR 6/4			7.15	6.56	0.09	2.56
Березняк с осиной снытево-гераниево-разнотравный	Карбонатная морена с подстиланием известняка	Дерново-карбонатная типичная	A	0.5-9(11)	2.5Y 3/2	18.8	Гсл, Сл-См, К+Х	7.47	7.37	9.20	18.0
			AD	9(11)-28	2.5Y 4/2	14.7	См, Гсл, К+Х	7.72	7.54	3.81	25.1
			D	28-50	10YR 7/2	8.35	См, Гсл	7.75	7.61	0.64	75.3

¹ Цит. по: Чижилова и др., 2000; ² цит. по: Копчик, Ливанцова, 2001; ³ по методике Н.И. Горбунова; ⁴ Гсл – гидрослюда, См – индивидуальный смектит, К+Х – каолинит + хлорит; смешаннослойные образования: Х-Вм – хлорит-вермикулит, Сл-См – слюда-смектит.

Таблица 5.2. Фракционный состав железа в почвах, %

Гори- зонт	Глубина,	Fe _в	Fe _д		Fe _о		Fe _п		Fe _о /Fe _д	Fe _п /Fe _д	Fe _п /Fe _о
	см		1*	2	1	2	1	2			
Неглубокоподзолистая											
Е	6(8)-25	1.76	0.69	39.0	0.20	11.6	0.085	4.8	0.30	0.12	0.42
В1	25-38	3.77	1.42	37.6	0.31	8.3	0.157	4.2	0.22	0.11	0.50
В2	38-61	4.51	1.65	36.6	0.36	7.9	0.125	2.8	0.22	0.08	0.35
BCca	61-70	3.94	1.05	26.7	0.19	4.8	0.049	1.3	0.18	0.05	0.26
Подзол											
Ae	4-6(7)	1.30	0.37	28.4	0.17	13.4	0.075	5.8	0.47	0.20	0.43
Bh	6(7)-18	1.81	0.54	29.8	0.27	14.9	0.093	5.1	0.50	0.17	0.35
Bf	18-24	1.66	0.52	31.2	0.28	16.6	0.072	4.3	0.53	0.14	0.26
BC	24-58	1.34	0.36	26.9	0.14	10.8	0.011	0.8	0.40	0.03	0.07
C1	58-82	1.36	0.30	22.3	0.13	9.8	0.008	0.6	0.44	0.03	0.06
C2	82-100	1.02	0.23	22.9	0.09	9.2	0.004	0.4	0.40	0.02	0.05
Дерново-карбонатная											
A	0.5-9(11)	5.01	1.17	23.4	0.22	4.4	0.048	1.0	0.19	0.04	0.22
AD	9(11)-28	3.80	0.86	22.7	0.22	5.7	0.066	1.8	0.25	0.08	0.31
D	28-50	1.82	0.22	11.9	0.04	2.4	0.010	0.5	0.20	0.05	0.23

* 1 - %; 2 - % от валового

Таблица 5.3. Фракционный состав алюминия и кремния в почвах, %

Горизонт	Глубина, см	Al _в	Al _д	Al _о	Al _п	Si _в	Si _д	Si _о	Al _д /Al _в	Al _о /Al _д	Al _п /Al _о	(Al _о -Al _п)/ Si _о	Fe _п /Al _п
Неглубокоподзолистая													
E	6(8)-25	6.88	0.14	0.09	0.052	36.26	0.059	0.010	0.020	0.64	0.59	3.61	0.80
B1	25-38	8.75	0.18	0.19	0.085	32.65	0.144	0.035	0.021	1.06	0.44	3.20	0.89
B2	38-61	9.78	0.17	0.20	0.037	31.00	0.188	0.054	0.017	1.17	0.19	3.02	1.61
BCca	61-70	8.41	0.10	0.08	0.023	28.93	0.157	0.041	0.012	0.77	0.29	1.43	1.03
Подзол													
Ae	4-6(7)	4.81	0.06	0.05	0.034	39.13	0.030	0.007	0.012	0.87	0.69	2.17	1.06
Bh	6(7)-18	5.47	0.18	0.14	0.099	36.47	0.027	0.018	0.032	0.77	0.71	2.31	0.45
Bf	18-24	6.30	0.23	0.23	0.127	37.60	0.042	0.035	0.037	0.99	0.55	3.05	0.27
BC	24-58	5.79	0.08	0.14	0.039	38.17	0.021	0.035	0.014	1.70	0.29	2.86	0.13
C1	58-82	5.43	0.04	0.06	0.011	38.65	0.030	0.026	0.007	1.73	0.17	2.16	0.36
C2	82-100	4.45	0.03	0.02	0.007	39.77	0.015	0.014	0.007	0.67	0.21	0.96	0.31
Дерново-карбонатная													
A	0.5-9(11)	6.67	0.14	0.13	0.053	26.04	0.138	0.035	0.021	0.94	0.40	2.40	0.43
AD	9(11)-28	6.87	0.12	0.10	0.083	24.62	0.131	0.029	0.017	0.83	0.83	0.61	0.39
D	28-50	3.44	0.03	0.02	0.009	14.71	0.069	-	0.010	0.67	0.40	-	0.52

Таблица 5.4. Фракционный состав марганца в почвах, %

Горизонт	Глубина, см	Mn _в	Mn _д	Mn _о	Mn _п	Mn _д /Mn _в
Неглубокоподзолистая						
E	6(8)-25	0.05	0.034	0.013	0.0050	0.62
B1	25-38	0.06	0.037	0.025	0.0027	0.59
B2	38-61	0.08	0.048	0.035	0.0028	0.62
BCca	61-70	0.06	0.038	0.020	0.0019	0.61
Подзол						
Ae	4-6(7)	0.07	0.018	0.011	0.0045	0.26
Bh	6(7)-18	0.06	0.045	0.027	0.0083	0.70
Bf	18-24	0.06	0.014	0.005	0.0013	0.22
BC	24-58	0.05	0.002	0.002	0.0003	0.04
C1	58-82	0.08	0.008	0.007	0.0003	0.10
C2	82-100	0.06	0.010	0.008	0.0003	0.16
Дерново-карбонатная						
A	0.5-9(11)	0.09	0.061	0.028	0.0078	0.71
AD	9(11)-28	0.06	0.046	0.029	0.0040	0.75
D	28-50	-	0.010	0.004	0.0005	-

Таблица 6.1. Мощность и запасы лесных подстилок

Почва	Тип гумуса	Мощность, см	Запасы, кг/м ²
Подзол	мор	4	5.2
Неглубокоподзолистая	мор	6	6.5
Неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная	мор	7	6.0
Дерново- неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная	модер	1	0.8
Бурая лесная остаточно- карбонатная	модер	4	2.0
Дерново-карбонатная	кальциевый мюль	0.5	0.3

Таблица 6.2. Содержание углерода и азота в почвах

Почва	Гори- зонТ	Глубина	С _{общ}	N _{общ}	C/N	Запасы С _{общ}
		см	%	%		кг/м ²
Подзол иллювиально-железистый	OL	0-2	62.0	1.95	37.2	3.19*
	OF	2-3.5	53.7	1.65	38.0	
	OH	3.5-4	48.4	1.53	36.8	
	Ae	4-6(7)	1.50	0.05	34.1	0.37
	Bh	6(7)-18	0.79	0.03	30.3	1.20
	Bf	18-24	0.42	0.03	16.9	0.34
	BC	24-58	0.15	0.03	6.5	0.58
	C1	58-82	0.11	0.05	2.4	0.30
	C2	82-100	0.09	0.02	4.4	0.21
Неглубоко подзолистая	O	0-6	37.0	0.90	38.8	2.42
	AE	6-8(9)	3.33	0.06	63.1	0.60
	E	6-26	0.59	0.02	32.8	1.40
	E/B	26-34	0.40	0.03	14.6	0.50
	B1'	34-50	0.36	0.05	7.6	1.59
	B1''	50-76	0.37	0.03	13.5	0.78
	B2	76-96	0.45	0.03	16.6	0.28
	C	96-110	0.31	0.03	10.6	0.67
Неглубоко подзолистая остаточно- карбонатная	OL	0-1	55.9	1.77	36.8	3.05*
	OF	1-3	52.0	1.62	37.5	
	OH	3-6(8)	50.2	1.59	36.9	
	E	6(8)-25	0.65	0.02	35.6	0.77
	B1	25-38	0.52	0.03	18.6	0.66
	B2	38-61	0.49	0.03	19.3	1.19
	Cca	61-70	0.54	0.03	19.9	3.52
Дерново- неглубоко подзолистая остаточно- карбонатная	O	0-1	53.6	1.66	37.7	0.44
	A	1-6	4.62	0.07	76.2	1.47
	Ap	6-22(26)	2.23	0.05	50.6	4.60
	E	22(26)-38	0.38	0.02	21.1	0.61
	E/B	38-47	0.22	0.02	13.5	0.27
	B1	47-52(56)	0.28	0.03	10.5	0.31
	B2	56-82	0.41	0.03	17.9	1.94
	Cca	82-100	0.29	0.02	21.1	0.88
Бурая лесная остаточно- карбонатная	O	0-4	38.8	1.23	36.8	0.79
	A	4-10	2.68	0.06	55.8	0.99
	Bm	10-35	0.77	0.04	25.3	2.94
	BC	35-70	0.61	0.03	20.9	3.52
	Cca	70-75	0.49	0.03	20.0	2.53
Дерново-карбонатная	O	1-0.5	52.0	1.65	36.7	0.15
	A	0.5-9(11)	9.51	0.09	122	7.77
	AD	9(11)-28	3.88	0.06	74.1	10.2
	D	28-50	0.65	0.02	37.3	8.82

*Примечание: для подстилки в целом.

Таблица 6.3. Показатели кислотности почв НП «Русский Север»

Почва	Горизонт	Глубина, см	рН			Кислотность, смоль(+)/кг				
			H ₂ O	CaCl ₂	KCl	обменная			общая	
						KCl		NH ₄ NO ₃	CH ₃ COONa	CH ₃ COONH ₄
						H ⁺ +Al ³⁺	Al ³⁺	H ⁺ +Al ³⁺		
Подзол иллювиально- железистый	OL	0-2	4.6	4.4	3.7	9.14	0.56	25.6	66.8	72.6
	OF	2-3.5	4.1	3.4	3.1	10.5	1.65	30.4	89.5	113
	OH	3.5-4	4.1	3.2	3.0	13.0	4.05	30.4	88.5	99.4
	Ae	4-6(7)	4.4	3.6	3.3	3.03	2.66	5.37	7.02	12.5
	Bh	6(7)-18	4.9	4.8	3.4	2.41	1.77	5.63	4.27	6.09
	Bf	18-24	5.2	5.0	4.2	1.01	0.72	4.34	3.47	4.66
	BC	24-58	6.2	6.1	5.5	0.77	0.52	2.81	2.30	3.60
	C1	58-82	6.7	6.0	5.8	0.39	0.29	0.96	0.63	1.47
	C2	82-100	7.2	6.6	6.5	0.08	0.08	0	0.16	0
Неглубоко- подзолистая	O	0-6	5.4	5.3	3.9	6.73	0	22.9	20.0	59.7
	AE	6-8(9)	5.4	5.1	3.6	4.28	2.17	6.50	8.75	18.3
	E	6-26	5.1	4.8	3.7	3.97	3.73	5.02	4.27	6.85
	E/B	26-34	4.9	4.4	3.5	3.71	3.01	7.09	5.04	9.78
	B1'	34-50	5.5	4.8	3.7	3.83	3.37	8.69	5.57	13.4
	B1''	50-76	5.9	5.1	4.4	0.62	0.49	8.46	6.28	13.2
	B2	76-96	6.5	5.5	4.7	0.47	0.27	5.17	2.08	10.0
	C	76-110	6.5	5.7	5.0	0.39	0.23	2.58	2.02	3.32
Неглубоко- подзолистая остаточно- карбонатная	OL	0-1	5.1	4.6	3.7	6.73	0	26.9	37.8	75.5
	OF	1-3	4.6	4.2	4.0	8.33	0.23	25.7	68.4	98.1
	OH	3-6(8)	4.0	3.8	3.0	14.03	3.24	30.5	96.4	129
	E	6(8)-25	4.8	4.0	3.3	4.28	2.70	8.1	6.17	15.1
	B1	25-38	5.7	4.7	4.4	2.46	1.90	7.05	3.54	9.36
	B2	38-61	6.0	5.6	4.6	0.48	0.30	4.42	2.61	8.74
	Cca	61-70	7.9	7.5	7.5	0.06	0.06	0	0.31	0

Продолжение таблицы 6.3

Почва	Горизонт	Глубина, см	pH			Кислотность, смоль(+)/кг				
			H ₂ O	CaCl ₂	KCl	обменная		общая		
						KCl		NH ₄ NO ₃	CH ₃ COONa	CH ₃ COONH ₄
						H ⁺ +Al ³⁺	Al ³⁺	H ⁺ +Al ³⁺		
Дерново- неглубоко- подзолистая остаточно- карбонатная	О	0-1	5.9	5.6	4.2	6.01	0	25.4	20.6	25.9
	А	1-6	6.4	6.2	5.9	1.03	0.55	4.11	4.13	8.97
	Ap	6-22(26)	5.2	4.6	3.7	1.58	0.96	6.98	5.81	13.1
	Е	22(26)-38	5.6	5.1	4.3	0.57	0.46	5.34	2.03	5.46
	Е/В	38-47	5.6	4.9	4.1	0.74	0.56	4.83	2.14	4.99
	В1	47-52(56)	6.2	5.5	4.7	0.52	0.38	4.84	1.70	4.95
	В2	52(56)-82	6.6	5.5	5.4	0.14	0.10	4.57	1.60	4.61
	Сса	82-100	7.9	7.6	7.4	0.07	0.07	0	0.26	0
Бурая лесная остаточно- карбонатная	О	0-4	5.9	5.6	4.6	5.29	0.35	21.8	5.29	62.5
	А	4-10	5.6	5.4	4.4	0.89	0.38	5.42	0.89	16.6
	Вm	10-35	6.1	6.0	4.5	0.64	0.54	4.61	0.64	7.83
	BC	35-70	6.2	5.9	4.7	0.41	0.23	3.27	0.41	3.34
	Сса	70-75	7.5	7.2	7.2	0.08	0.08	0	0.08	0
Дерново- карбонатная	О	1-0.5	7.0	7.0	6.4	2.00	0	0	14.4	0
	А	0.5-9(11)	7.5	7.4	6.9	0.21	0.11	0	0.70	0
	AD	9(11)-28	7.7	7.5	7.4	0.09	0.06	0	0.29	0
	Dca	28-50	7.8	7.6	7.5	0.07	0.07	0	0.16	0

Таблица 6.4. Катионообменные свойства почв НП «Русский Север»

Почва	Го ри зонТ	Глуби на	Обменные основания					ЕКО _{эфф} [*]		ЕКО _{ст} ^{**}	ЕКО _п ^{***}		СНО ^{****}			
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Σ	KCl	NH ₄ NO ₃		CH ₃ COONa	CH ₃ COONH ₄	KCl	NH ₄ NO ₃	CH ₃ COONa	CH ₃ COONH ₄
		см	смоль(+)/кг										%			
Подзол иллювиально- железистый	OL	0-2	27.9	3.48	0.13	0.28	31.8	41.0	57.5	60.9	98.6	104.5	77.7	32.3	55.4	30.5
	OF	2-3.5	25.6	2.76	0.13	0.28	28.8	39.3	59.1	70.6	118.3	141.3	73.3	24.3	48.6	20.4
	OH	3.5-4	22.2	2.49	0.16	0.24	25.1	38.1	55.5	110	113.6	124.5	65.9	22.1	45.2	20.2
	Ae	4-6(7)	0.56	0.08	0.04	0.02	0.69	3.72	6.06	9.04	7.72	13.2	18.6	8.97	11.4	5.25
	Bh	6(7)-18	0.13	0.06	0.02	0.03	0.24	2.66	5.87	5.99	4.51	6.34	9.22	5.42	4.17	3.86
	Bf	18-24	0.12	0.02	0.02	0.04	0.20	1.21	4.54	4.60	3.67	4.86	16.4	5.39	4.36	4.07
	BC	24-58	0.22	0.05	0.01	0.03	0.31	1.08	3.12	3.15	2.61	3.91	28.9	12.0	10.0	8.00
	C1	58-82	1.25	0.35	0.02	0.03	1.66	2.04	2.62	2.98	2.29	3.13	81.0	72.3	63.3	52.9
	C2	82-100	0.92	0.16	0.02	0.02	1.12	1.20	1.12	1.74	1.28	1.12	93.1	87.4	100	100
Неглубоко- подзолистая	O	0-6	49.4	5.35	0.28	0.16	55.2	62.0	78.1	69.1	75.2	114.9	89.1	73.4	70.7	48.1
	AE	6-8(9)	2.20	0.37	0.02	0.02	2.62	6.89	9.12	14.2	11.4	20.9	38.0	23.0	28.7	12.5
	E	6-26	0.65	0.15	0.01	0.03	0.84	4.82	5.86	6.49	5.11	7.69	17.5	16.5	14.4	11.0
	E/B	26-34	2.30	1.95	0.02	0.03	4.30	8.02	11.4	13.2	3.35	14.1	53.7	46.1	37.8	30.1
	B1'	34-50	7.34	3.96	0.04	0.04	11.4	15.2	20.1	22.2	16.9	24.8	74.8	67.2	56.7	45.9
	B1''	50-76	8.62	4.99	0.04	0.04	13.7	14.3	22.2	21.3	20.0	26.9	95.6	68.6	61.8	51.0
	B2	76-96	9.48	4.96	0.03	0.04	14.5	15.0	19.7	19.7	16.6	24.5	96.9	87.5	73.7	59.2
	C	76-110	9.94	5.46	0.03	0.04	15.5	15.9	18.1	20.6	17.5	18.8	97.5	88.5	85.7	82.4
Неглубоко- подзолистая остаточно- карбонатная	OL	0-1	42.3	6.82	0.44	0.27	49.8	56.6	76.7	54.6	87.7	125.4	88.1	56.9	65.0	39.8
	OF	1-3	31.5	3.94	0.24	0.27	35.9	44.2	61.7	95.3	104.3	134.0	81.2	34.4	58.2	26.8
	OH	3-6(8)	27.6	3.20	0.12	0.27	31.2	45.2	61.7	112.4	127.6	160.0	69.0	24.4	50.6	19.5
	E	6(8)-25	0.27	0.11	0.03	0.02	0.43	4.71	8.56	13.5	6.60	15.5	9.10	6.49	5.00	2.76
	B1	25-38	5.22	3.49	0.02	0.03	8.75	11.2	15.8	17.2	12.3	18.1	78.1	71.2	55.4	48.3
	B2	38-61	10.9	5.46	0.04	0.07	16.5	17.0	20.9	8.23	19.1	25.2	97.2	86.3	78.9	65.4
	Cca	61-70	10.2	5.01	0.01	0.08	15.3	15.4	15.3	16.7	15.7	15.3	99.6	98.0	100	100

Продолжение таблицы 6.4

Почва	Го ри зонТ	Глубина	Обменные основания					ЕКО _{эфф}		ЕКО _{ст}	ЕКО _п		СНО			
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Σ	KCl	NH ₄ NO ₃		CH ₃ COONa	CH ₃ COONH ₄	KCl	NH ₄ NO ₃	CH ₃ COONa	CH ₃ COONH ₄
		см	смоль(+)/кг									%				
Дерново-неглубоко-подзолистая остаточно-карбонатная	О	0-1	27.6	9.03	0.25	0.17	37.1	43.1	62.4	23.1	77.7	63.0	86.1	57.7	59.4	58.8
	А	1-6	3.50	2.57	0.02	0.07	6.16	7.19	10.3	8.97	10.3	15.1	85.6	59.9	60.0	40.7
	Ар	6-22(26)	1.82	0.83	0.03	0.04	2.71	4.29	9.69	50.5	8.52	15.8	63.1	31.8	28.0	17.1
	Е	22(26)-38	0.48	0.17	0.01	0.04	0.70	1.27	6.04	14.5	2.74	6.16	55.4	25.7	11.6	11.4
	Е/В	38-47	1.91	0.48	0.03	0.02	2.45	3.19	7.27	10.0	4.59	7.43	76.7	53.4	33.6	32.9
	В1	47-52(56)	3.74	1.62	0.03	0.03	5.41	5.93	10.3	5.47	7.12	10.4	91.3	76.1	52.8	52.2
	В2	56-82	8.89	4.24	0.04	0.07	13.2	13.4	17.8	3.75	14.8	17.9	99.0	89.2	74.3	74.1
	Сса	82-100	10.3	3.95	0.20	0.40	14.8	14.9	14.8	5.95	15.1	14.8	99.5	98.6	100	100
Бурая лесная остаточно-карбонатная	О	0-4	49.7	7.04	0.22	0.22	57.1	62.4	78.9	70.5	87.8	119.6	91.5	65.1	72.4	47.8
	А	4-10	9.29	3.63	0.06	0.48	13.5	14.3	18.9	25.1	20.2	30.1	93.8	66.5	71.3	44.8
	Вm	10-35	11.6	4.26	0.04	0.68	16.6	17.2	21.2	19.3	19.9	24.4	96.3	83.5	78.3	67.9
	BC	35-70	16.5	5.45	0.18	0.10	22.2	22.6	25.5	22.5	24.2	25.5	98.2	91.6	87.1	86.9
	Сса	70-75	14.5	4.78	0.18	0.12	19.5	19.6	19.6	19.4	20.6	19.6	99.6	94.9	100	100
Дерново-карбонатная	О	1-0.5	69.4	6.81	0.80	0.91	77.9	79.9	77.9	49.8	92.3	77.9	97.5	84.4	100	100
	А	0.5-9(11)	23.2	2.17	0.49	0.08	26.0	26.2	26.0	22.1	26.7	26.0	99.2	97.4	100	100
	AD	9(11)-28	19.6	1.48	0.15	0.10	21.4	21.5	21.4	19.0	21.7	21.4	99.6	98.7	100	100
	D	28-50	12.1	0.63	0.08	0.06	12.9	12.9	12.9	8.8	13.0	12.9	99.5	98.9	100	100

Здесь и далее: * ЕКО_{эфф} – емкость катионного обмена эффективная, ** ЕКО_{ст} – емкость катионного обмена стандартная, *** ЕКО_п – емкость катионного обмена полная, **** СНО – степень насыщенности основаниями.

Таблица 6.5. Взаимосвязь основных свойств почв на основании корреляционного анализа при уровне вероятности 95%

Параметры	C _{общ}	pH			Кислотность		Обменные основания				ЕКО _{эфф}	ЕКО _{ст}	ЕКО _п	CHO _{KCl}	CHO _{CH₃COONa}
		H ₂ O	CaCl ₂	KCl	обм.	общая	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺					
N _{общ}	0.99	-0.49	-0.41		0.83	0.89	0.78	0.45	0.58	0.46	0.85	0.89	0.96		
pH _{H2O}	-0.48				-0.73								0.87	0.83	
pH _{CaCl2}	-0.39	0.96		0.95	-0.66								-0.40	0.84	
Обменная кислотность	0.83	-0.66		-0.64								0.89	0.88	-0.48	
Обменный Al ³⁺		-0.64	-0.67	-0.64	0.49									-0.61	-0.62
Общая кислотность	0.88		-0.58	-0.52	0.92								0.93		
Ca ²⁺	0.78				0.52	0.51						0.72			
Mg ²⁺	0.45						0.67					0.42	0.47		
K ⁺	0.60						0.86	0.51				0.49	0.56		
Na ⁺	0.46						0.63	0.45	0.62						
ЕКО _{эфф}	0.85	-0.50			0.64	0.62	0.98	0.69	0.80	0.60					
ЕКО _{ст}	0.89	-0.48	-0.42			0.92					0.81		0.96		
ЕКО _п	0.96						0.79			0.46	0.86				
CHO _{CH₃COONa}			0.77	0.75	-0.51	-0.44		0.45						0.94	
Ил							0.51	0.85		0.47	0.65	0.54	0.65	0.54	0.66
Физическая глина		0.44					0.69	0.80			0.78	0.58	0.77	0.72	0.78

Таблица 6.6. Статистические параметры свойств иллювиально-железистого подзола (n=10)

Пара- метры	Мощ- ность	Запасы подстилки	ППП*	C _{орг}	pH			Обменная кислотность	Al ³⁺
	см	кг/м ²	%		H ₂ O	CaCl ₂	KCl	смоль(+)/кг	
O									
μ**	3.8	8.09	45.2	н.о.	4.5	4.1	3.7	6.19	2.78
S _x	0.31	0.46	1.95	н.о.	0.10	0.06	0.06	0.76	0.55
Med	3.5	8.45	45.7	н.о.	4.45	4.10	3.74	5.58	3.33
σ	0.97	1.46	6.17	н.о.	0.32	0.19	0.20	2.39	1.75
R	3.0	4.9	16.8	н.о.	0.91	0.65	0.60	8.68	4.79
Min	2.5	5.7	37.0	н.о.	4.1	3.9	3.5	1.56	0.44
Max	5.5	10.6	53.7	н.о.	5.0	4.5	4.0	10.2	5.22
V, %	25	18	14	н.о.	7.1	4.7	5.5	39	63
X _(0.10)	2.95	5.97	37.1	н.о.	4.2	3.95	3.49	4.38	0.44
X _(0.90)	5.05	9.34	53.7	н.о.	5.0	4.37	4.03	8.55	4.44
Ae									
μ	2.0	-	-	1.71	4.6	4.2	4.0	1.89	1.66
S _x	0.2	-	-	0.15	0.05	0.09	0.04	0.10	0.20
Med	2.0	-	-	1.71	4.59	4.15	3.95	1.85	1.74
σ	0.71	-	-	0.48	0.17	0.28	0.13	0.37	0.58
R	2.50	-	-	1.59	0.63	0.91	0.50	0.98	1.90
Min	1.0	-	-	0.74	4.3	3.93	3.7	1.45	0.46
Max	3.5	-	-	2.33	5.0	4.8	4.2	2.43	2.36
V, %	35	-	-	28	3.6	6.7	3.3	20	35
X _(0.10)	1.45	-	-	1.71	4.59	4.23	3.84	1.48	1.04
X _(0.90)	2.60	-	-	0.15	0.05	0.09	4.05	2.33	2.28
Bh									
μ	11.5	-	-	н.о.***	4.9	4.6	4.2	2.08	1.83
S _x	0	-	-	н.о.	0.05	0.06	0.10	0.18	0.20
Med	11.5	-	-	н.о.	4.90	4.63	4.29	1.97	1.76
σ	0	-	-	н.о.	0.15	0.19	0.18	0.58	0.59
R	0	-	-	н.о.	0.55	0.5	0.54	2.03	2.16
Min	11.5	-	-	н.о.	4.5	4.3	3.8	1.49	1.19
Max	11.5	-	-	н.о.	5.1	4.8	4.4	3.53	3.34
V, %	0	-	-	н.о.	3.0	4.1	4.2	28	32
X _(0.10)	11.5	-	-	н.о.	4.87	4.56	4.19	1.54	1.44
X _(0.90)	11.5	-	-	н.о.	0.05	0.06	0.06	2.43	2.18

Здесь и далее:

* ППП – потери при прокаливании;

** μ – среднее арифметическое; S_x – ошибка среднего; Med – медиана; σ – стандартное отклонение; R – размах варьирования; min – минимум; max – максимум; V – коэффициент вариации; X_(0.10) – нижний дециль; X_(0.90) – верхний дециль;

*** н.о. – не определяли.

Таблица 6.7. Статистические параметры свойств неглубокоподзолистой почвы (n=10)

Пара- метры	Мощ- ность	Запасы подстилки	ППП	C _{орг}	pH			Обменная кислотность	Al ³⁺
	см	кг/м ²	%		H ₂ O	CaCl ₂	KCl	смоль(+)/кг	
О									
μ	4.1	15.8	37.0	н.о.	5.1	4.2	4.1	2.81	2.00
s _x	0.24	0.98	0.83	н.о.	0.06	0.10	0.10	0.36	0.29
Med	4.00	15.5	37.4	н.о.	5.11	4.13	4.04	2.85	1.78
σ	0.77	3.09	2.63	н.о.	0.19	0.32	0.32	1.14	0.92
R	2.00	11.5	8.37	н.о.	0.63	0.99	1.0	3.90	3.10
Min	3.5	11.2	31.9	н.о.	4.73	3.71	3.68	0.35	0.89
Max	5.5	22.7	40.3	н.о.	5.36	4.7	4.68	4.25	3.99
V, %	19	20	7.1	н.о.	3.8	7.6	7.8	41	46
x _(0.10)	3.5	12.6	33.5	н.о.	4.96	3.94	3.84	1.95	1.29
x _(0.90)	5.5	18.5	39.6	н.о.	5.36	4.62	4.57	4.25	2.80
АЕ									
μ	3.1	-	-	2.02	5.0	4.1	4.1	2.58	1.92
s _x	0.2	-	-	0.13	0.10	0.17	0.13	0.57	0.50
Med	3	-	-	2.00	5.09	4.1	4.05	2.20	1.45
σ	0.7	-	-	0.40	0.31	0.52	0.41	1.82	1.57
R	2.5	-	-	1.46	0.9	1.7	1.27	5.60	5.00
Min	2	-	-	1.4	4.6	3.3	3.6	0.52	0.31
Max	4.5	-	-	2.86	5.5	5.0	4.9	6.13	5.34
V, %	24	-	-	20	6.1	13	10	70	82
x _(0.10)	2.5	-	-	1.61	4.65	3.65	3.66	0.66	0.44
x _(0.90)	3.6	-	-	2.33	5.46	4.71	4.66	4.67	3.83
Е									
μ	20	-	-	н.о.	5.1	4.0	3.9	2.90	2.24
s _x	0	-	-	н.о.	0.16	0.13	0.14	0.52	0.40
Med	20	-	-	н.о.	5.01	3.96	3.86	2.85	2.12
σ	0	-	-	н.о.	0.52	0.40	0.45	1.66	1.26
R	0	-	-	н.о.	1.82	1.38	1.53	4.55	3.67
Min	20	-	-	н.о.	4.4	3.5	3.2	0.42	0.21
Max	20	-	-	н.о.	6.2	4.9	4.8	4.97	3.88
V, %	0	-	-	н.о.	10	10	12	57	56
x _(0.10)	20	-	-	н.о.	4.63	3.67	3.39	0.80	0.57
x _(0.90)	20	-	-	н.о.	5.66	4.35	4.30	4.58	3.66

Таблица 6.8. Статистические параметры свойств неглубокоподзолистой остаточно-карбонатной почвы (n=10)

Пара- метры	Мош- ность	Запасы подстилки	ППП	C _{орг}	pH			Обменная кислотность	Al ³⁺
	см	кг/м ²	%		H ₂ O	CaCl ₂	KCl	смоль(+)/кг	
О									
μ	4.6	12.0	47.9	н.о.	5.3	4.5	4.5	3.31	1.88
s _x	0.56	1.40	2.63	н.о.	0.26	0.26	0.27	0.50	0.37
Med	5	11.5	46.9	н.о.	5.21	4.41	4.27	3.69	1.68
σ	1.76	4.43	8.33	н.о.	0.81	0.84	0.86	1.59	1.16
R	5	15.5	23.7	н.о.	2.34	2.94	3.01	4.71	3.75
Min	2	7.2	35.7	н.о.	4.3	3.2	3.2	0.66	0.03
Max	7	22.7	59.4	н.о.	6.6	6.2	6.2	5.37	3.78
V, %	39	37	17	н.о.	15	18	19	48	62
X _(0.10)	2.45	7.47	37.3	н.о.	4.43	3.75	3.72	1.28	0.38
X _(0.90)	6.55	14.7	57.8	н.о.	6.57	5.56	5.48	4.97	3.4
Е									
μ	12	-	-	2.09	5.8	4.9	5.0	1.46	1.23
s _x	2.02	-	-	0.22	0.32	0.31	0.33	0.50	0.44
Med	14.0	-	-	2.01	5.60	4.73	4.84	0.40	0
σ	6.40	-	-	0.70	1.03	0.98	1.03	1.59	1.39
R	18.0	-	-	2.04	2.91	2.68	2.74	3.96	3.41
Min	3.5	-	-	1.17	4.35	3.71	3.8	0.20	0.13
Max	21	-	-	3.21	7.26	6.39	6.54	4.10	3.50
V, %	52	-	-	33	18	20	21	109	113
X _(0.10)	4.40	-	-	1.33	4.79	3.87	4.00	0.18	0.13
X _(0.90)	18.8	-	-	2.97	7.23	6.15	6.41	3.22	2.83
B1									
μ	12	-	-	н.о.	6.3	5.5	5.5	0.60	0.38
s _x	0	-	-	н.о.	0.30	0.35	0.35	0.17	0.13
Med	12	-	-	н.о.	6.32	5.61	5.61	0.30	0
σ	0	-	-	н.о.	0.94	1.11	1.11	0.53	0.42
R	0	-	-	н.о.	2.49	3.16	3.16	1.19	1.09
Min	12	-	-	н.о.	4.95	3.96	3.96	0.15	0.06
Max	12	-	-	н.о.	7.44	7.12	7.12	1.34	1.15
V, %	0	-	-	н.о.	15	20	20	89	108
X _(0.10)	12	-	-	н.о.	5.32	4.19	4.19	0.15	0.07
X _(0.90)	12	-	-	н.о.	7.38	6.54	6.54	1.34	0.87

Таблица 6.9. Статистические параметры свойств дерново-неглубокоподзолистой остаточно-карбонатной почвы (n=10)

Пара- метры	Мощ- ность	Запасы подстилки	ППП	C _{орг}	pH			Обменная кислотность	Al ³⁺
	см	кг/м ²	%		H ₂ O	CaCl ₂	KCl	смоль(+)/кг	
О									
μ	1.1	1.77	60.7	н.о.	5.9	5.3	4.1	1.55	0.32
s _x	0.22	0.14	3.33	н.о.	0.10	0.10	0.05	0.18	0.05
Med	1	1.8	59.9	н.о.	5.83	5.215	4.05	1.59	0.26
σ	0.69	0.44	10.5	н.о.	0.31	0.33	0.17	0.57	0.17
R	2	1.6	30.4	н.о.	0.9	0.94	0.51	1.86	0.53
Min	0.5	1	45.4	н.о.	5.5	4.8	3.9	0.62	0
Max	2.5	2.6	75.8	н.о.	6.4	5.7	4.4	2.48	0.53
V, %	65	25	17	н.о.	5.3	6.3	4.1	37	52
X _(0.10)	0.5	1.18	48.2	н.о.	5.60	4.92	3.96	1.01	0.22
X _(0.90)	2.05	2.15	72.5	н.о.	6.34	5.63	4.32	2.18	0.50
А									
μ	2.4	-	-	3.50	5.4	4.8	4.7	0.32	0.24
s _x	0.73	-	-	0.24	0.14	0.09	0.09	0.08	0.08
Med	1.75	-	-	3.51	5.44	4.85	4.63	0.22	0.10
σ	2.31	-	-	0.77	0.43	0.29	0.29	0.24	0.25
R	8	-	-	2.36	1.52	0.92	0.94	0.79	0.81
Min	0.5	-	-	2.2	4.6	4.3	4.3	0.11	0.07
Max	8.5	-	-	4.56	6.1	5.3	5.2	0.90	0.88
V, %	98	-	-	22	8.0	6.2	6.2	75	103
X _(0.10)	0.95	-	-	2.68	4.98	4.40	4.32	0.11	0.07
X _(0.90)	3.55	-	-	4.43	5.88	5.01	4.95	0.50	0.40
Е									
μ	8.1	-	-	н.о.	5.7	4.6	4.5	0.39	0.30
s _x	0.44	-	-	н.о.	0.04	0.06	0.06	0.04	0.04
Med	8.0	-	-	н.о.	5.59	4.63	4.43	0.37	0.30
σ	1.4	-	-	н.о.	0.13	0.18	0.20	0.14	0.13
R	4.5	-	-	н.о.	0.41	0.53	0.58	0.50	0.42
Min	5.5	-	-	н.о.	5.5	4.4	4.4	0.17	0.11
Max	10	-	-	н.о.	6.0	5.0	4.9	0.67	0.53
V, %	17	-	-	н.о.	2.4	3.8	4.4	36	44
X _(0.10)	6.85	-	-	н.о.	5.55	4.45	4.36	0.27	0.17
X _(0.90)	10.0	-	-	н.о.	5.82	4.83	4.72	0.52	0.46

Таблица 6.10. Статистические параметры химических свойств бурой лесной остаточно-карбонатной почвы (n=10)

Параметры	Мощность	Запасы подстилки	ППП	C _{орг}	pH			Обменная кислотность	Al ³⁺
	см	кг/м ²	%		H ₂ O	CaCl ₂	KCl	смоль(+)/кг	
О									
μ	1.95	3.32	51.6	н.о.	6.0	5.6	5.4	1.35	0.31
s _x	0.14	0.32	0.92	н.о.	0.07	0.07	0.18	0.14	0.06
Med	2	3.2	51.1	н.о.	5.93	5.61	5.22	1.35	0.24
σ	0.44	1.00	2.92	н.о.	0.23	0.22	0.58	0.46	0.20
R	1.5	3.3	8.37	н.о.	0.72	0.68	2.01	1.55	0.72
Min	1	2.1	48.3	н.о.	5.7	5.2	4.9	0.38	0
Max	2.5	5.4	56.6	н.о.	6.5	5.9	6.9	1.93	0.72
V, %	22	30	5.7	н.о.	3.9	3.9	11	34	63
x _(0.10)	1.45	2.28	48.5	н.о.	5.82	5.29	4.95	1.08	0.22
x _(0.90)	2.5	4.23	56.0	н.о.	6.34	5.85	5.65	1.93	0.51
A									
μ	3.5	-	-	4.96	5.6	5.0	4.8	0.29	0.13
s _x	0.37	-	-	0.17	0.16	0.09	0.08	0.03	0.02
Med	3.5	-	-	4.90	5.73	4.99	4.82	0.29	0.12
σ	1.15	-	-	0.53	0.51	0.28	0.25	0.11	0.06
R	4	-	-	1.7	1.47	0.99	0.74	0.29	0.17
Min	1.5	-	-	3.9	4.9	4.5	4.4	0.19	0.07
Max	5.5	-	-	5.6	6.4	5.5	5.2	0.47	0.24
V, %	33	-	-	11	9.0	5.6	5.1	36	49
x _(0.10)	2.4	-	-	4.51	4.93	4.72	4.52	0.19	0.07
x _(0.90)	5.1	-	-	5.56	6.27	5.28	5.15	0.47	0.24
Bm									
μ	26	-	-	н.о.	5.8	5.1	4.9	0.30	0.17
s _x	0	-	-	н.о.	0.19	0.14	0.09	0.03	0.01
Med	26	-	-	н.о.	5.74	4.99	4.78	0.30	0.15
σ	0	-	-	н.о.	0.60	0.45	0.28	0.09	0.05
R	0	-	-	н.о.	2.05	1.47	0.9	0.32	0.15
Min	26	-	-	н.о.	5.0	4.6	4.6	0.15	0.10
Max	26	-	-	н.о.	7.1	6.0	5.5	0.47	0.25
V, %	0	-	-	н.о.	10	8.9	5.7	29	28
x _(0.10)	26	-	-	н.о.	5.16	4.65	4.67	0.23	0.15
x _(0.90)	26	-	-	н.о.	6.25	5.72	5.24	0.39	0.25

Таблица 6.11. Статистические параметры химических свойств дерново-карбонатной почвы (n=10)

Пара- метры	Мощ- ность	Запасы подстилки	ППП	C _{орг}	pH			Обменная кислотность	Al ³⁺
	см	кг/м ²	%	%	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	смоль(+)/кг	
О									
μ	0.5	0.52	65.7	н.о.	7.0	6.9	6.8	2.0	0
S _x	0	0.11	2.03	н.о.	0.07	0.07	0.07	0	0
Med	0.5	0.35	64.3	н.о.	6.98	6.89	6.8	2.0	0
σ	0	0.35	6.41	н.о.	0.21	0.22	0.22	0	0
R	0	0.9	18.1	н.о.	0.63	0.76	0.8	0	0
Min	0.5	0.2	58.0	н.о.	6.5	6.4	6.3	2.0	0
Max	0.5	1.1	76.1	н.о.	7.2	7.2	7.1	2.0	0
V, %	0	68	9.8	н.о.	3.0	3.3	3.3	0	0
X _(0.10)	0.5	0.2	58.5	н.о.	6.68	6.56	6.5	2.0	0
X _(0.90)	0.5	1.1	74.2	н.о.	7.16	7.06	7.0	2.0	0
А									
μ	5.4	-	-	4.46	7.43	7.23	7.11	0.21	0.11
S _x	0.6	-	-	0.24	0.12	0.11	0.11	0	0
Med	5	-	-	4.25	7.56	7.395	7.28	0.21	0.11
σ	1.90	-	-	0.75	0.38	0.35	0.35	0	0
R	7	-	-	1.97	1.22	0.98	0.98	0	0
Min	2.5	-	-	3.57	6.66	6.59	6.47	0.21	0.10
Max	9.5	-	-	5.54	7.88	7.57	7.45	0.21	0.10
V, %	35.1	-	-	16.9	5.17	4.85	4.9	0	0
X _(0.10)	4.3	-	-	3.72	6.92	6.75	6.63	0.21	0.10
X _(0.90)	7.7	-	-	5.47	7.82	7.53	7.41	0.21	0.10
AD									
μ		-	-	н.о.	7.67	7.43	н.о.	0	0
S _x		-	-	н.о.	0.11	0.13	н.о.	0	0
Med		-	-	н.о.	7.75	7.58	н.о.	0	0
σ		-	-	н.о.	0.35	0.42	н.о.	0	0
R		-	-	н.о.	1.18	1.30	н.о.	0	0
Min		-	-	н.о.	6.95	6.49	н.о.	0	0
Max		-	-	н.о.	8.13	7.79	н.о.	0	0
V, %		-	-	н.о.	4.62	5.71	н.о.	0	0
X _(0.10)		-	-	н.о.	7.13	6.79	н.о.	0	0
X _(0.90)		-	-	н.о.	7.94	7.74	н.о.	0	0

Таблица 6.12. Некоторые химические свойства иллювиально-железистых подзолов по данным разных авторов

Гори- зонт	С _{орг} (ППП*)	рН		Обменная кислотность		Общая кислотность	Обменные основания			ЕКО	СНО	Источник
				Al ³⁺ +H ⁺	Al ³⁺		Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺			
	%	H ₂ O	KCl	смоль(+)/кг							%	
О	89.6*	5.0	3.9	11.5	3.6	73.2	-	26.8	5.3	-	-	Путеводитель..., 1996; Шиханова, 1997; Кислотные осадки..., 1999; Газизулин, Сабиров, 2001
	72.8*	4.5	3.9	16.0	-	74.0	-	30.2	6.7	-	-	
	-	4.3	3.3	7.6	1.8	70.6	-	23.0	3.5	-	28	
	69.3*	4.5	3.3	-	6.8	73.5	16.0	-	-	-	18-	
АЕ	0.2	4.5	4.0	-	-	9.2	-	1.8	0.6	-	21	Ремезов, 1952
Е	0.15	4.8	4.2	-	-	6.6	-	1.5	0.4	-	20	Ремезов, 1952; Путеводитель..., 1996; Шиханова, 1997; Кислотные осадки..., 1999; Газизулин, Сабиров, 2001
	0.5	4.4	3.6	1.2	1.0	4.5	-	0.5	0.2	-	11	
	0.5	5.0	3.7	1.1	-	2.0	-	0.7	0.3	-	-	
	-	4.6	3.3	1.3	1.1	5.0	-	0.4	0.2	-	12	
	0.22	4.5	3.4	-	0.9	2.7	1.4	-	-	-	34-	
В1	0.09	5.2	4.6	-	-	5.4	-	3.8	0.7	-	46	Ремезов, 1952; Путеводитель..., 1996; Шиханова, 1997; Кислотные осадки..., 1999; Газизулин, Сабиров, 2001
	0.6	5.0	4.3	2.3	1.9	8.3	-	0.6	0.2	-	22	
	0.6	5.2	4.2	2.3	-	3.4	-	0.7	0.3	-	-	
	-	4.8	4.2	1.2	1.1	4.0	-	0.2	0.05	-	7	
	0.78	5.5	4.3	-	1.3	5.3	0.8	-	-	-	13-	
В2	0.04	5.5	4.7	-	-	7.1	-	10.4	2.2	-	64	Ремезов, 1952; Шиханова, 1997; Кислотные осадки..., 1999; Газизулин, Сабиров, 2001
	0.6	4.8	3.6	3.9	-	4.1	-	9.8	5.9	-	-	
	-	5.4	4.6	0.5	0.4	2.1	-	0.3	0.1	-	24	
	0.66	5.4	4.5	-	0.4	3.1	1.2	-	-	-	28	
BC	-	5.7	4.7	-	-	4.8	-	10.7	2.1	-	74	Ремезов, 1952 Путеводитель..., 1996; Шиханова, 1997; Кислотные осадки..., 1999; Газизулин, Сабиров, 2001
	0.2	5.8	4.8	-	-	2.4	-	0.5	0.5	-	32	
	0.4	5.2	3.7	1.3	-	2.7	-	5.3	4.3	-	-	
	-	6.4	6.0	0.1	-	0.7	-	0.2	0.4	-	78	
	-	5.4	4.5	-	0.3	1.7	-	-	-	-	55	
С	0.2	6.2	5.3	-	-	0.6	-	0.4	0.2	-	57	Путеводитель..., 1996; Шиханова, 1997
	0.3	5.8	4.2	0.2	-	1.3	-	14.8	7.5	-	-	

* ППП – потери при прокаливании

Таблица 6.13. Некоторые химические свойства подзолистых суглинистых почв по данным разных авторов

Гори- зонт	С _{орг} (ППП*)	рН		Обменная кислотность		Общая кислотность	Обменные основания			ЕКО	СНО	Источник
				Al ³⁺ +H ⁺	Al ³⁺		Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺			
	%	H ₂ O	KCl	смоль(+)/кг							%	
О	84.3*	4.6	-	-	-	53.4	25.6	19.0	6.6	-	32	Васильевская, Шварова, 1985 Васильевская, 1989; Богатырев, Щенина, 1989; Втюрин, Певный, 1996
	-	3.6	3.2	-	-	42.0	9.3	-	-	-	18	
	89.1*	4.5	3.8	-	-	71.1	26.0	-	-	-	26	
	-	5.2	4.5	5.57	0.74	29.45	-	27.5	4.79	37.7	52	
АЕ	2.6	4.5	3.5	1.2	-	22.8	-	3.7	1.8	-	-	Агрохимическая..., 1962; Ватковский и др., 1974; Васильевская, 1989; Баранова и др., 1989; Втюрин, Певный, 1996
	1.35	4.8	4.0	2.02	1.94	8.23	4.86	4.86	1.62	-	54	
	2.26	4.8	4.0	-	-	20.3	3.3	-	-	-	14	
	1.9	4.1	-	6.01	5.16	15.09	-	1.98	1.98	-	-	
	-	4.6	3.5	3.6	1.24	16.11	-	6.25	1.67	11.5	33	
Е	0.14	5.6	4.5	1.0	-	3.0	-	1.3	0.9	-	-	Агрохимическая..., 1962; Ватковский и др., 1974; Васильевская, 1989; Баранова и др., 1989; Втюрин, Певный, 1996
	0.74	4.4	3.7	1.80	1.70	4.90	5.02	3.42	1.60	-	50	
	0.89	5.1	4.1	-	-	5.1	1.0	-	-	-	17	
	0.38	4.7	-	3.55	0.50	9.56	-	0.99	0.99	-	-	
	-	4.5	3.4	1.98	1.94	2.57	-	0.96	0.29	3.23	32.7	
ЕВ	0.32	5.5	3.7	2.02	1.86	5.95	7.34	5.64	1.70	-	55	Ватковский и др., 1974; Баранова и др., 1989; Втюрин, Певный, 1996
	0.26	5.0	-	2.42	0.5	6.45	-	1.32	1.12	-	-	
	-	4.9	4.3	2.39	2.35	2.54	-	0.5	0.42	3.31	27	
В1	0.32	5.2	4.5	0.8	-	4.4	-	6.5	2.0	-	-	Агрохимическая..., 1962; Ватковский и др., 1974; Баранова и др., 1989; Втюрин, Певный, 1996
	0.15	6.0	4.5	2.22	2.09	2.28	-	5.28	1.76	-	26	
	0.17	4.8	-	0.83	0.33	4.81	-	1.65	1.65	-	-	
	-	4.6	4.1	2.33	2.25	4.03	-	0.64	0.29	3.26	19	
В2	-	5.0	3.7	2.86	2.75	3.47	-	6.26	5.03	14.2	77	Втюрин, Певный, 1996
ВС	-	5.6	4.0	0.6	0.49	1.41	-	9.06	6.21	15.9	92	Втюрин, Певный, 1996
С	0.15	6.8	6.0	1.1	-	1.9	-	9.2	2.1	-	-	Агрохимическая..., 1962

* ППП – потери при прокаливании

Таблица 6.14. Некоторые химические свойства дерново-подзолистых суглинистых почв по данным разных авторов

Гори- зонт	C _{орг} (ППП*)	рН		Обменная кислотность		Общая кислотность	Обменные основания			ЕКО	СНО	Источник
				Al ³⁺ +H ⁺	Al ³⁺		Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺			
	%	H ₂ O	KCl	смоль(+)/кг							%	
О	-	5.4	5.0	3.03	-	-	-	35.7	11.0	-	94	Южная тайга..., 1974; Васильевская, Шварова, 1985; Путеводитель..., 1996
	72.2*	5.1	-	-	-	28.6	71.5	55.9	15.6	-	71	
	-	5.2	4.5	3.14	0.6	-	-	39.1	4.7	-	93	
А	3.2	5.1	4.9	-	-	15.4	-	-	-	-	38	Ремезов, 1952; Зонн, 1967; Самойлова, Титкова, 1969; Южная тайга..., 1974; Васильевская, 1989; Зонн, 1995; Путеводитель..., 1996
	0.86	5.3	4.6	0.3	0.94	-	-	16.5	2.5	-	-	
	3.6	4.5	4.0	1.06	1.04	13.6	7.75	-	-	-	30	
	3.4	4.9	4.0	4.82	-	-	-	8.88	5.51	-	75	
	2.4	4.3	3.9	-	-	13.0	2.7-	-	-	-	17.8	
	1.3	5.7	-	1.8	1.8	-	-	9.4	2.7	-	-	
	5.0	4.7	3.7	2.31	1.9	16.1	-	4.29	0.39	-	67	
АЕ	-	5.6	5.0	0.38	0.36	4.28	1.33	-	-	-	24	Самойлова, Титкова, 1969; Южная тайга..., 1974; Зонн, 1995; Путеводитель..., 1996
	0.58	5.6	4.3	2.95	-	-	-	4.55	3.03	-	72	
	0.94	4.7	3.9	3.8	3.8	-	-	2.2	1.2	-	-	
	2.24	4.7	3.4	2.6	2.2	12.0	-	0.73	0.1	-	67	
Е	0.3	5.0	3.9	-	-	7.1	-	-	-	-	27	Ремезов, 1952; Зонн, 1967; Южная тайга..., 1974; Зонн, 1995
	0.37	5.3	4.1	1.4	0.2	-	-	8.0	2.0	-	-	
	0.26	5.2	4.0	2.5	-	-	-	5.45	2.42	-	86	
	0.4	4.9	-	1.5	1.5	-	-	1.6	1.2	-	-	

Продолжение таблицы 6.14

Гори- зонт	C _{орг} (ППП*)	рН		Обменная кислотность		Общая кислотность	Обменные основания			ЕКО	СНО	Источник
				Al ³⁺ +H ⁺	Al ³⁺		Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺			
	%	H ₂ O	KCl	смоль(+)/кг							%	
ЕВ	0.26	5.1	4.2	2.8	1.2	-	-	10.0	3.0	-	-	Зонн, 1967; Южная тайга..., 1974; Зонн, 1995
	0.08	5.2	4.0	2.23	-	-	-	5.78	2.74	-	79	
	0.12	5.1	-	1.6	1.6	-	-	3.9	2.1	-	-	
В1	-	4.7	4.6	-	-	11.6	-	-	-	-	41	Ремезов, 1952; Зонн, 1967; Самойлова, Титкова, 1969; Южная тайга..., 1974; Зонн, 1995; Путеводитель..., 1996
	0.18	5.6	4.8	7.1	3.6	-	-	11.0	6.0	-	-	
	-	6.4	6.0	0.21	0.15	1.07	1.02	-	-	-	50	
	0.17	4.8	3.9	3.18	-	-	-	7.65	7.04	-	82	
	0.08	5.6	-	1.4	1.4	-	-	9.2	4.3	-	-	
	0.69	5.0	4.3	1.32	1.2	4.06	-	0.37	0.1	-	25	
В2	-	4.8	4.5	-	-	9.8	-	-	-	-	51	Ремезов, 1952; Южная тайга..., 1974; Зонн, 1995
	0.04	5.1	3.8	2.99	-	-	-	10.3	4.61	-	83	
	0.02	6.1	-	0.4	0.4	-	-	11.6	6.9	-	-	
BC	-	5.0	4.8	-	-	5.1	-	-	-	-	78	Ремезов, 1952; Южная тайга..., 1974; Зонн, 1995
	0.03	5.4	4.0	1.87	-	-	-	12.2	11.9	-	93	
	0.02	6.6	-	0.2	0.2	-	-	10.8	4.1	-	-	
С	0.17	5.7	4.8	5.5	3.1	-	-	13.5	6.0	-	-	Зонн, 1967; Южная тайга..., 1974; Зонн, 1995
	0.01	5.6	4.3	1.32	-	-	-	19.6	13.0	-	95	
	0.02	6.7	-	0.1	0.1	-	-	9.0	5.1	-	-	

* ППП – потери при прокаливании

Таблица 6.15. Некоторые химические свойства бурых лесных суглинистых почв по данным разных авторов

Гори- зонт	С _{орг} (ППП*)	рН		Обменная кислотность		Общая кислотность	Обменные основания			ЕКО	СНО	Источник
				Al ³⁺ +H ⁺	Al ³⁺		Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺			
	%	H ₂ O	KCl	смоль(+)/кг							%	
О	29.5*	6.5	6.1	-	-	0.5	-	7.5	5.0	-	96	Путеводитель..., 1996; Кислотные осадки..., 1999
	-	5.0	4.2	2.8	0.5	25.0	-	29.0	3.0	-	57	
А	4.6	4.5	4.0	2.5	2.0	-	-	4.0	2.0	-	-	Зонн, 1967; Геннадиев, 1985; Путеводитель..., 1996; Кислотные осадки..., 1999
	2.8	6.1	5.7	-	-	6.7	-	-	-	-	74	
	3.5	7.0	6.6	-	-	0.4	-	11.0	3.0	-	97	
	-	4.6	4.0	1.3	1.0	13.3	-	8.5	1.3	-	43	
АВ	2.24	4.7	4.1	1.35	1.25	-	-	4.25	1.25	-	-	Зонн, 1967; Геннадиев, 1985; Путеводитель..., 1996; Кислотные осадки..., 1999
	1.7	6.3	5.6	-	-	8.3	-	-	-	-	69	
	2.45	6.6	5.9	-	-	0.4	-	7.3	2.5	-	96	
	-	4.7	3.9	2.4	2.2	6.8	-	1.3	0.2	-	19	
В1	1.41	4.7	4.2	1.58	1.5	-	-	3.5	1.5	-	-	Зонн, 1967; Геннадиев, 1985; Путеводитель..., 1996; Кислотные осадки..., 1999
	0.9	6.4	5.5	-	-	7.9	-	-	-	-	70	
	1.23	6.5	5.6	-	-	0.3	-	14.0	0.3	-	98	
	-	5.1	4.3	1.6	1.5	3.6	-	0.9	0.1	-	22	
В2	0.7	4.8	4.2	1.5	1.5	-	-	4.25	1.5	-	-	Зонн, 1967; Геннадиев, 1985; Путеводитель..., 1996; Кислотные осадки..., 1999
	0.8	7.3	6.7	-	-	1.2	-	-	-	-	79	
	1.2	6.5	5.5	-	-	0.4	-	16.0	2.0	-	98	
	-	7.1	6.3	0.1	-	1.1	-	4.1	1.2	-	83	
BC	-	8.3	8.2	-	-	-	-	7.5	2.1	-	-	Кислотные осадки..., 1999; Геннадиев, 1985; Путеводитель..., 1996
	0.4	7.7	6.9	-	-	0.7	-	-	-	-	91	
	1.2	6.7	5.9	-	-	0.6	-	17.0	6.0	-	98	
С	0.14	6.8	5.4	0.06	0.04	-	-	1.1	0.75	-	-	Зонн, 1967; Геннадиев, 1985; Путеводитель..., 1996
	0.11	7.7	6.9	-	-	0.5	-	-	-	-	90	
	3.3	6.4	5.8	-	-	0.6	-	20.0	4.0	-	98	

* ППП – потери при прокаливании

Таблица 6.16. Некоторые химические свойства дерново-карбонатных суглинистых почв по данным разных авторов

Гори- зонт	C _{орг} (ППП*)	pH		Обменная кислотность		Общая кислотность	Обменные основания			ЕКО	СНО	Источник
				Al ³⁺ +H ⁺	Al ³⁺		Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺			
	%	H ₂ O	KCl	смоль(+)/кг							%	
О	67*	6.7	6.4	-	-	0.7	-	-	-	-	87	Вайчис, 1975
А	2.4-3.9	7.4-	-	-	-	0.5-1.4	-	16.9	5.8	27.4	97	Агрохимическая..., 1962; Вайчис, 1975; Путеводитель..., 1996; Абакумов, Гагарина, 2002
	3.7	7.9	7.0	-	-	0.6	-	-	-	-	95	
	8.5-	7.2	6.8-	-	-	0.9	-	9.1	2.3	-	93	
	10.1	7.0-	7.2	-	-	0.4-0.8	-	-	-	62.3	97-98	
	2.2-4.9	7.3	7.2									
		7.6-										
		7.8										
В1	0.7-1.4	6.6-	-	-	-	0.5-0.7	-	-	-	25.0	98	Агрохимическая..., 1962; Вайчис, 1975; Путеводитель..., 1996
	1.2	7.9	7.5	-	-	0.4	-	-	-	-	97	
	1.51	7.7	6.9	-	-	0.4	-	12.8	3.7	-	98	
		7.1										
ВС	0.8	7.8	7.4	-	-	0.2	-	15.0	4.1		99	Путеводитель..., 1996; Абакумов, Гагарина, 2002
	1.19	8.1	7.8	-	-	0.3	-	-	-	23.6	98	
С	0.2-0.6	7.8-	-	-	-	0.2-0.4	-	-	-	-	99	Агрохимическая..., 1962; Вайчис, 1975; Путеводитель..., 1996; Абакумов, Гагарина, 2002
	0.3	8.3	7.8	-	-	0.2	-	-	-	-	99	
	0.1	8.3	7.6	-	-	0.1	-	17.8	8.0	-	99	
	1.0	8.0	8.0	-	-	0.2	-	-	-	12	99	
			8.2									

* ППП – потери при прокаливании

Таблица 7.1. Интервалы рН водной вытяжки почвы, соответствующие успешному росту древесных пород (по Иванову, 1970)

Порода	Минимум	Оптимум	Максимум
Пихта сибирская	4.5	4.5-5.6	7.0
Бук лесной	4.5	5.5-6.5	7.1
Ель обыкновенная	5.0	5.2-6.6	6.8
Лиственница сибирская	5.0	5.7-6.2	7.0
Сосна обыкновенная	5.0	5.0-6.2	7.5
Яблоня лесная	5.5	6.3-6.5	6.8
Липа мелколистная	5.5	5.7-6.8	7.7
Береза бородавчатая	5.5	5.8-7.5	8.5
Клен остролистный	5.5	6.2-6.7	7.5
Дуб черешчатый	5.5	6.2-7.2	8.3
Береза пушистая	5.5	7.0-7.6	8.0
Тополь дельтовидный	5.5	6.0-6.2	6.7
Вяз гладкий	5.5	5.7-7.5	7.5
Ясень обыкновенный	5.5	6.0-6.3	7.0
Бересклет европейский	5.7	6.6-7.2	7.2
Черемуха обыкновенная	6.0	6.5-6.6	6.7
Конский каштан обыкновенный	6.0	6.6-6.8	7.0
Клен ложноплатановый	6.2	6.6-6.8	7.5

Таблица 7-2. Характеристика лесных биогеоценозов национального парка «Русский Север»

Место-положение	Рельеф	Почвообразующая порода	Тип почвы	Тип леса	Состав древостоя	Число стволов на 625 м ²	Высота, м	Диаметр, см
Сокольский бор	Озерно-ледниковая равнина	Озерно-ледниковые пески	Подзол иллювиально-железистый поверхностный песчаный	Сосняк зеленомошный	10С	70	20	18
Окрестности д. Окулово	Вершина моренной гряды	Моренные суглинки	Неглубокоподзолистая легкосуглинистая	Ельник медуницево-снытево-кисличный	8Е1Б1Ол	38	20	35
Шалго-Бодуновский лес	Вершина моренной гряды	Карбонатная морена	Неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная легкосуглинистая	Ельник с сосной чернично-кисличный	8Е1С1Б	94	18	20
Гора Маура	Выположенная средняя часть склона моренно-напорного холма	Карбонатная морена	Старокультуренная дерново-неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная среднепахотная легкосуглинистая	Ельник с рябиной неморальный	10Е	110	15	15
Берег Бородаевского озера	Нижняя выположенная часть склона моренного холма	Карбонатная морена	Бурая лесная тяжелосуглинистая	Ельник грушанково-зеленомошный	9Е1С	37	19	40
Цыпина гора	Вершина моренно-напорного холма	Карбонатная морена, подстилаемая известняком	Дерново-карбонатная типичная легкосуглинистая	Березняк с осиной снытево-гераниево-разнотравный	5Б3Ол2Ос	21	15	20

Таблица 7.3. Видовой состав доминантов лесных фитоценозов

Вид	Соколь- ский бор	У дер. Оку- лово	Шалго- Бодунов- ский лес	Гора Маура	Берег Бородаев- ского озера	Цыпина гора
Древесный ярус* :						
<i>Alnus incana</i>		4				13
<i>Betula pendula</i>		6	6			21
<i>Picea abies</i>		38	94	110	37	3
<i>Pinus sylvestris</i>	70		13		6	
<i>Populus tremula</i>		1		2		9
<i>Sorbus aucuparia</i>	2		6		6	7
Сосудистые растения** :						
ОПП, %	10-20	40	40-60	60-70	30-50	50-70
<i>Actaea spicata</i>		<1		5		
<i>Aegopodium podagraria</i>		<1		10		20
<i>Athyrium filix-femina</i>				5		
<i>Calamagrostis arundinacea</i>	5	1-2	5			
<i>Convallaria majalis</i>		10	1-5			10
<i>Fragaria moschata</i>					5	
<i>Geranium sylvaticum</i>		<1			<1	10
<i>Linnaea borealis</i>			10			
<i>Melampyrum pratense</i>	5		<1			
<i>Oxalis acetosella</i>		10	20	50		
<i>Pyrola rotundifolia</i>		<1	5		15	
<i>Rubus saxatilis</i>		<5	5		20	
<i>Stellaria nemorum</i>				10		
<i>Trollius europaeus</i>		<1		<1	<1	5
<i>Vaccinium myrtillus</i>		20	30			
Мхи:						
Покрытие, %	100	20	70-90	20	80-100	
<i>Dicranum rugosum</i>	15		20			
<i>Dicranum scoparium</i>			10		15	
<i>Hylocomium splendens</i>	15				15	
<i>Pleurozium schreberi</i>	70	20	50		60	
<i>Thuidium abietinum</i>				20		

* Число стволов на 25·25 м².

** Проективное покрытие (%) наиболее распространенных видов.

Таблица 8.1. Характеристика Международной программы комплексного мониторинга (по International Co-operative Programme..., 1989)

Параметры	Частота измерений	
	основная программа	расширенная программа
Основные метеорологические параметры	365	
Осадки и растительный опад		
объем осадков	52 (365)	
выпадения металлов (мхи)	1	1/5
подкроновые осадки (химический состав)	12	
стволовые осадки	12	
опад листьев (включая химический состав)	1 (4)	
Химический состав атмосферы (ЕМЕП)		
газы (SO ₂ , NO _x , HNO ₃), растворы (NO ₃ и NH ₄)	52 (365)	52
O ₃	ежечасно	ежечасно
Химический состав почвенных и грунтовых вод		
состав почвенных вод, горизонт В/С	12	
горизонт А/В		12
состав грунтовых вод, ключи, родники	12	
трубы	1/2	1/2
Химический состав поверхностных вод		(некоторые металлы)
сток	12-24	
вертикальный градиент состава озерных вод	6-8	
уровень воды	постоянно	
донная фауна	1	
Состав и свойства почв		
содержание элементов питания, 0-10 см	1	
глубже 10 см	1/5	
содержание тяжелых металлов, 0-10 см		1
глубже 10 см		1/5
физические свойства почв		1/5
температура почв	52-1/2	
Биологические параметры		
эпифитные лишайники	1/2	
травяно-кустарничковый, кустарниковый и	1/5	
древесный ярусы	1	
сомкнутость крон		1/5
биомасса древесного яруса	1	
содержание элементов питания в хвое	1	
содержание микроэлементов в хвое		1
ферментативная активность (почв, листьев)		1
микориза + тонкие корни		1
скорость разложения		1
другие биологические параметры		

Таблица 8.2. Показатели мониторинга химического состава почв и почвенных вод (по International Co-operative Programme ..., 1989)

Почвы		Почвенные воды	
Параметры	Единицы	Параметры	Единицы
Обязательная программа		Обязательная программа	
мощность горизонтов	см	S-SO ₄	мг/л
объемный вес	г/дм ³	N-NO ₃	мг/л
pH _{H2O} при 20°C		N-NH ₄	мг/л
pH _{KCl} при 20°C		кальций	мг/л
обменная кислотность	мг/кг	натрий	мг/л
насыщенность основаниями	%	калий	мг/л
натрий обменный	мг/кг	магний	мг/л
калий обменный	мг/кг	хлориды	мг/л
кальций обменный	мг/кг	фосфор	мг/л
магний обменный	мг/кг	растворимое органическое вещество	мг/л
углерод органический	%	алюминий общий	мг/л
потери от прокаливания	%	алюминий подвижный	мг/л
азот общий	%	марганец	мг/л
Дополнительная программа:		железо	мкг/л
марганец	мг/кг	кремний	мг/л
сера	%	pH	-
фосфор	мг/кг	удельная проводимость	мСм/м
свинец	мг/кг	щелочность	мг/л
хром	мг/кг	Дополнительная программа:	
медь	мг/кг	свинец	мкг/л
кадмий	мг/кг	ртуть	мкг/л
никель	мг/кг	медь	мкг/л
цинк	мг/кг	кадмий	мкг/л
ванадий	мг/кг	цинк	мкг/л
ртуть	мг/кг	фториды	мкг/л
мышьяк	мг/кг	скорость фильтрации	л/с/км ²
селен	мг/кг		
мышьяк	мг/кг		
селен	мг/кг		
pH-зависимая кислотность	мг/кг		
обменный алюминий	мг/кг		
фосфатазная активность	мкмоль/г/ч		
“дыхание” почв	мг/г/ч		

Таблица 8.3. Показатели мониторинга лесных экосистем в рамках ICP Forests (жирным шрифтом выделены обязательные для интенсивного мониторинга показатели)

Твердая фаза почв *	Лизиметрические воды **	Атмосферные осадки, подкroновые воды	Листья лесообразую- щих пород деревьев	Опад лесообразую- щих пород деревьев
Морфологическая характеристика	Объем воды	Объем воды	Масса абс. сух. 100 листьев (1000 хвой)	Масса абс. сух. 100 листьев (1000 хвой)
Запасы подстилки	Электропроводность	Электропроводность	N	Фракционный состав
Плотность (минеральные слои)	pH	pH	S	N
Влажность	Щелочность (при pH>5)	Щелочность (при pH>5)	P	S
Гранулометрический состав (песок, пыль, ил)	С растворимых органи- ческих соединений	С растворимых органи- ческих соединений	C	C
pH (H ₂ O)	Ca, Mg, K, Na	Ca, Mg, K, Na	Ca	P
pH (CaCl₂)	Al общий (при pH<5)	Al, Fe, Mn	Mg	Ca
Карбонаты ***	Al подвижный		K	Mg
С органический	Fe, Mn	S общая	Zn	K
N общий	P общий	P общий	Mn	Na
Обменные Ca, Mg, K, Na	N общий	N общий	Fe	Al
Обменные Al, Fe, Mn	SO₄-S	SO₄-S	Pb	Zn
Обменный H⁺	NO₃-N	NO₃-N	Cu	Mn
Обменная кислотность	NH ₄ -N	NH₄-N	Cd	Fe
Ca, K, Mg, Mn, P (царская водка)	Cl ⁻	Cl ⁻		Pb
Cu, Pb, Cd, Zn (царская водка)	PO ₄ ³⁻	PO ₄ ³⁻		Cu
Al, Fe, Cr, Ni, S, Hg, Na (царская водка)	Zn, Cu	Cu, Zn, Hg, Pb, Cd, Co		Cd
Валовые Ca, Mg, K, Na	Cr, Ni, Pb, Cd			
Валовые Al, Fe, Mn				
Оксалаторастворимые Al, Fe				

* подстилка, слои 0-5, 5-10, 10-20, 20-40, 40-80 см; ** лизиметры на глубине 5, 20 и 40 см; *** при pH (CaCl₂) > 5.5 для подстилки и > 6.0 для минеральных горизонтов.

Таблица 8.4. Точность аппроксимации концентрационных свойств почв участков мониторинга (в процентах)

Место-положение	Почва	ППП ¹	C _{org}	H ⁺ _{H2O}			H ⁺ _{CaCl2}			Обменная кислотность			Al ³⁺ _{обм}		
		O ²	M1 ³	O	M1	M2 ⁴	O	M1	M2	O	M1	M2	O	M1	M2
Окрестности д. Окулово	Неглубоко-подзолистая	-3.2	-7.3	-6.9	-9.2	-10.9	-9.5	-9.0	-11.4	-2.0	-0.6	0.6	-10	1.8	4
Шалго-Бодуновский лес	Неглубоко-подзолистая остаточнокarbonатная	-6.6	-9.2	-0.7	11.9	6.3	-0.6	9.7	15.3	-1.8	-2.8	- ⁵	-30 ⁶	-	-
Гора Маура	Дерново-неглубоко-подзолистая остаточнокarbonатная	-6.6	-7.6	-9.5	-9.4	-5.9	-9.2	-8.9	-6.9	-8.6	-7.1	-9.2	-25 ⁶	-1.2	-8.5
Сокольский бор	Подзол иллювиально-железистый	-5.5	-8.0	-9.7	-7.0	-5.4	-7.7	-10.2	-6.7	-6.9	-7.2	-9.4	10.3	-6.7	-10.2
Берег Бородаевского озера	Бурая лесная остаточнокarbonатная	-2.6	-4.5	-8.9	-8.5	-10.3	-7.5	-8.7	-11.3	-6.9	-9.9	-8.7	-26 ⁶	-10.2	-8.9
Цыпина гора	Дерново-карбонатная	-4.2	-6.5	-7.0	-8.3	-8.1	-7.1	-8.3	-7.1	-	-	-	-	-	-

¹ ППП – потери при прокаливании;

² O – подстилка;

³ M1 – верхний минеральный горизонт;

⁴ M2 – второй минеральный горизонт;

⁵ Кислотность отсутствует (в связи с карбонатностью) или более 40% измерений меньше предела обнаружения;

⁶ Значения вблизи порога обнаружения.

Таблица 8.5. Рекомендации по периодичности наблюдений при мониторинге лесных экосистем в рамках ICP Forests (минимальная частота наблюдений, Manual..., 2004)

Вид наблюдения	Уровень I (Level I)	Уровень II
Состояние крон	Ежегодно	Ежегодно
Химический состав листьев	Один раз (1995/96)	Каждые 2 года
Химические свойства почв	Один раз (1991-96)	Каждые 10 лет
Химический состав почвенных растворов	-	Непрерывно
Рост деревьев	-	Каждые 5 лет
Наземная растительность	-	
Структура древостоя, в т.ч. сухостоя		Тестирование
Эпифитные лишайники		Тестирование
Атмосферные осадки	-	Непрерывно
Качество воздуха	-	
Метеорология	-	
Фенология	-	Несколько раз в год
Опад древостоя	-	Непрерывно

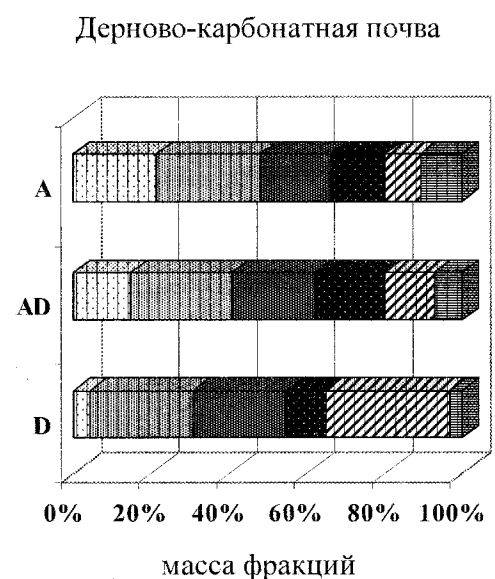
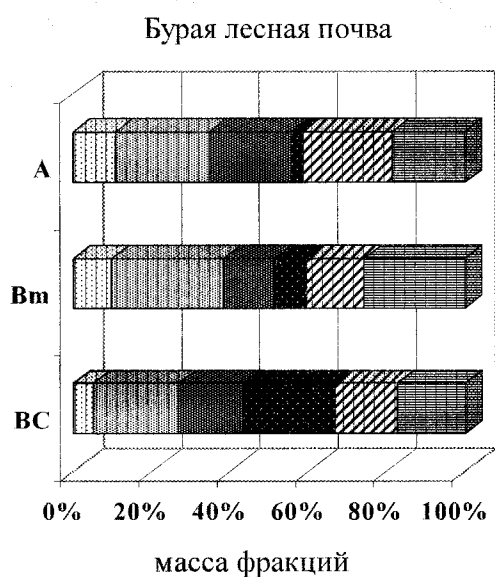
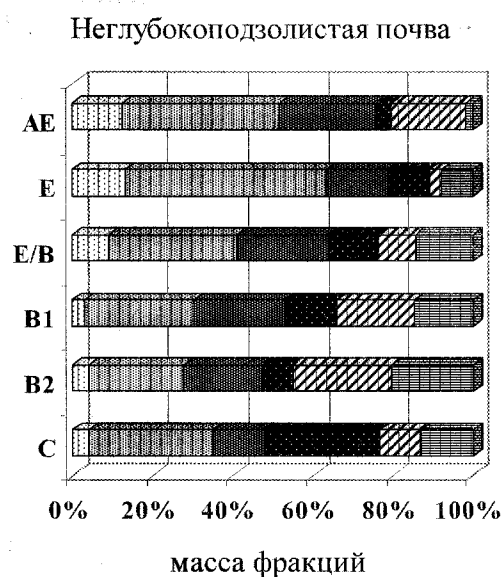
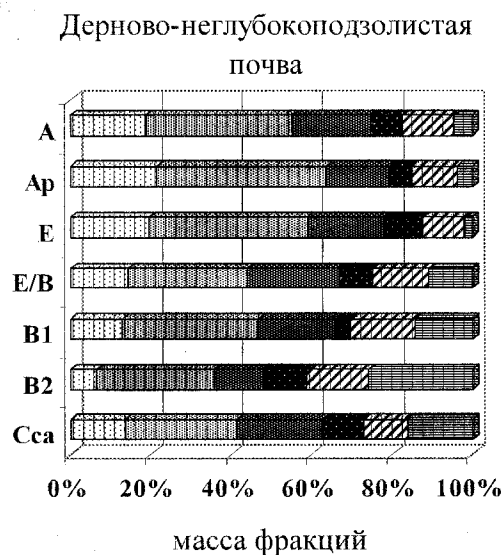
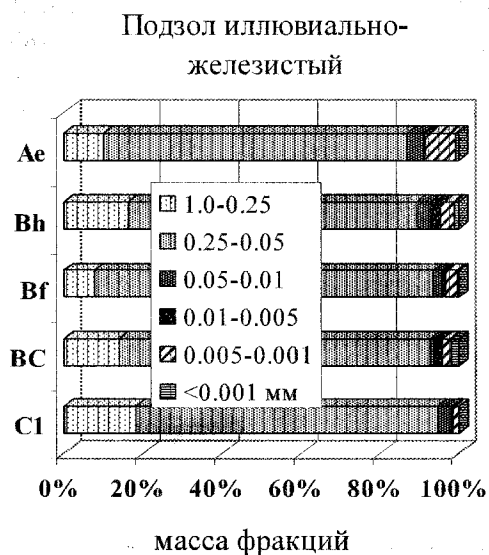


Рис. 4.1. Гранулометрический состав почв (аналитик С.Ю. Ливанцова).

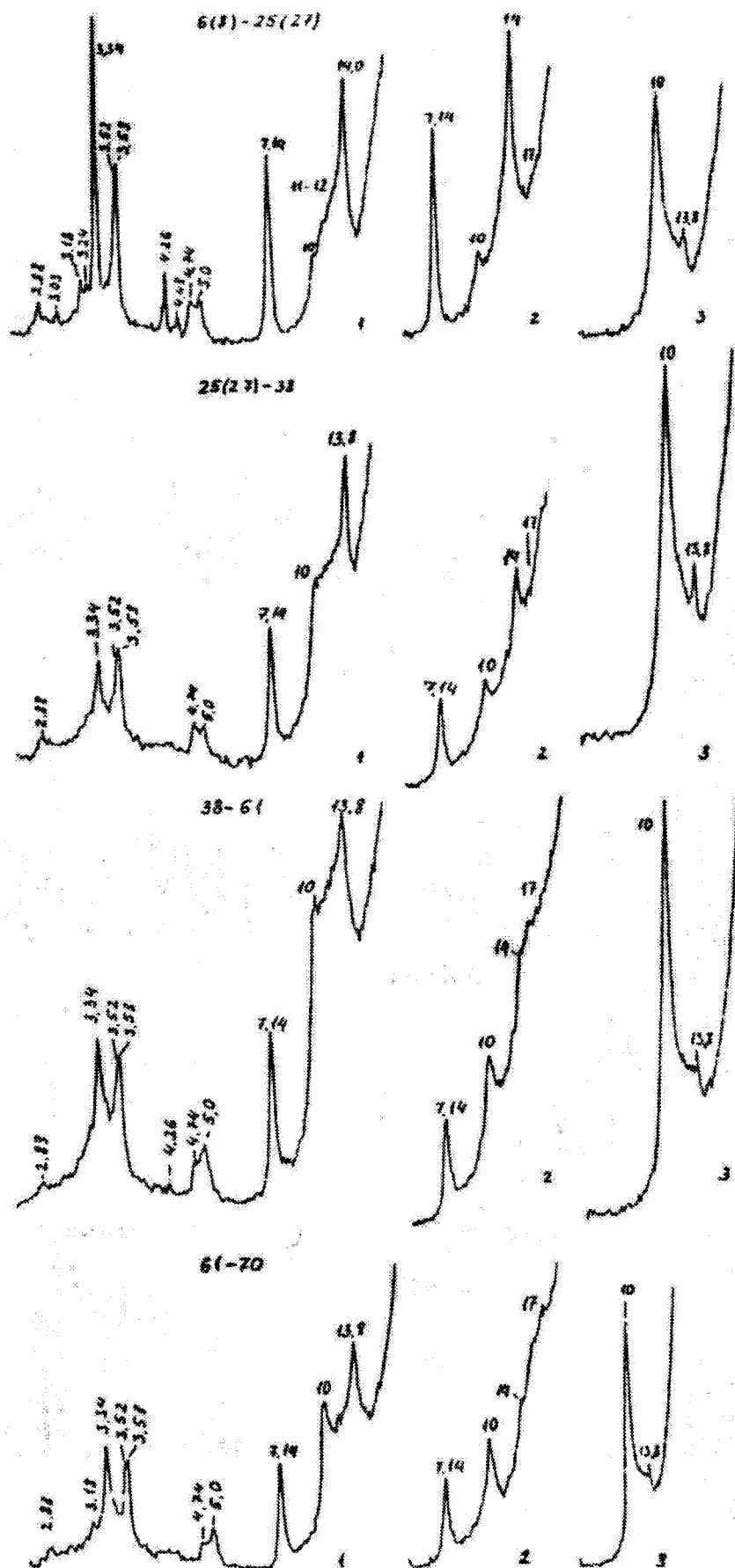


Рис. 4.2. Рентгendifрактограммы илистых фракций неглубокоподзолистой почвы: 1 – в воздушно-сухом состоянии, 2 – после насыщения этиленгликолем, 3 – после прокаливании при 550° в течение 2 часов.

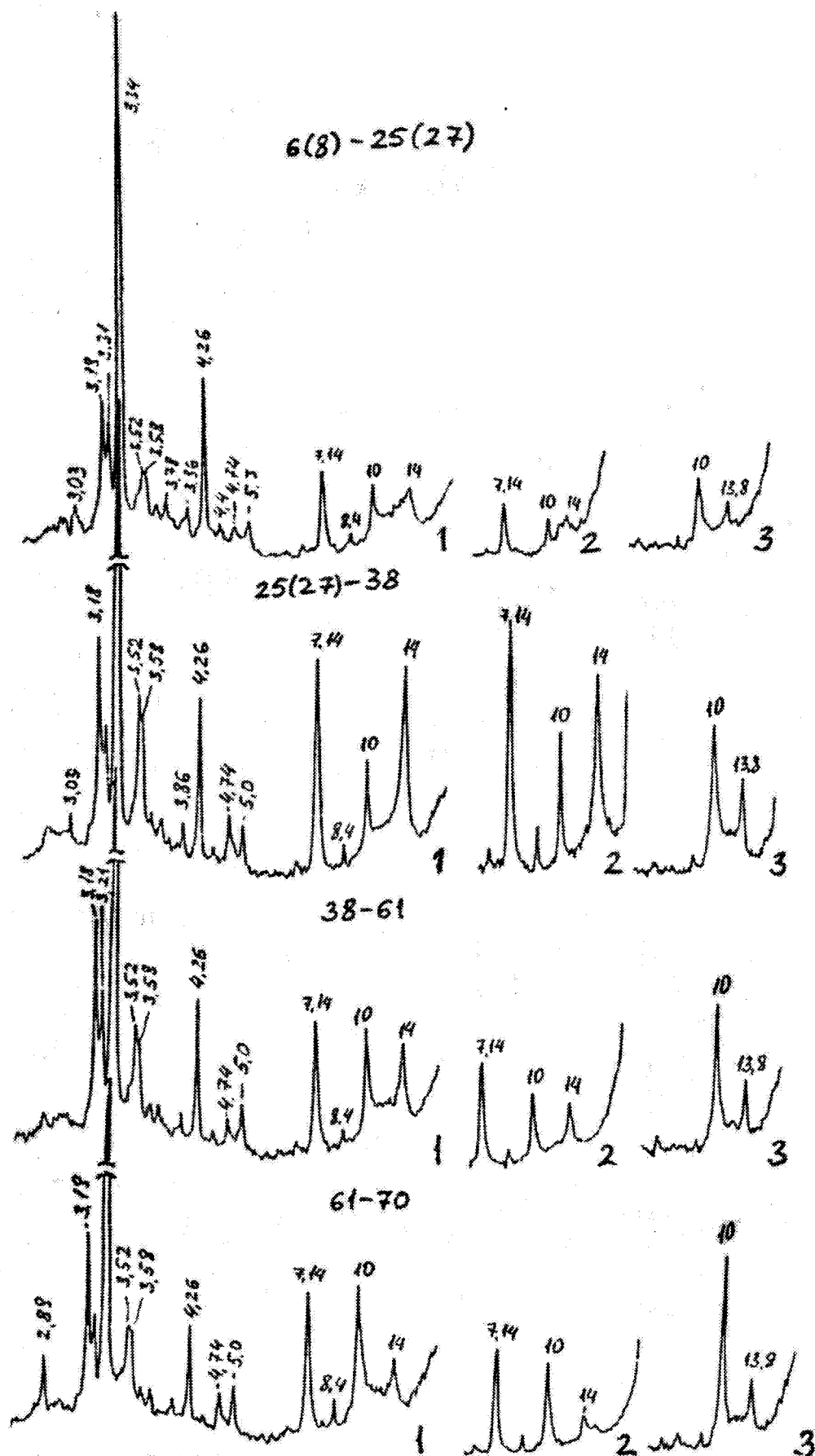


Рис. 4.3. Рентгендифрактограммы фракций тонкой пыли неглубокоподзолистой почвы: 1 – в воздушно-сухом состоянии, 2 – после насыщения этиленгликолем, 3 – после прокаливании при 550° в течение 2 часов.

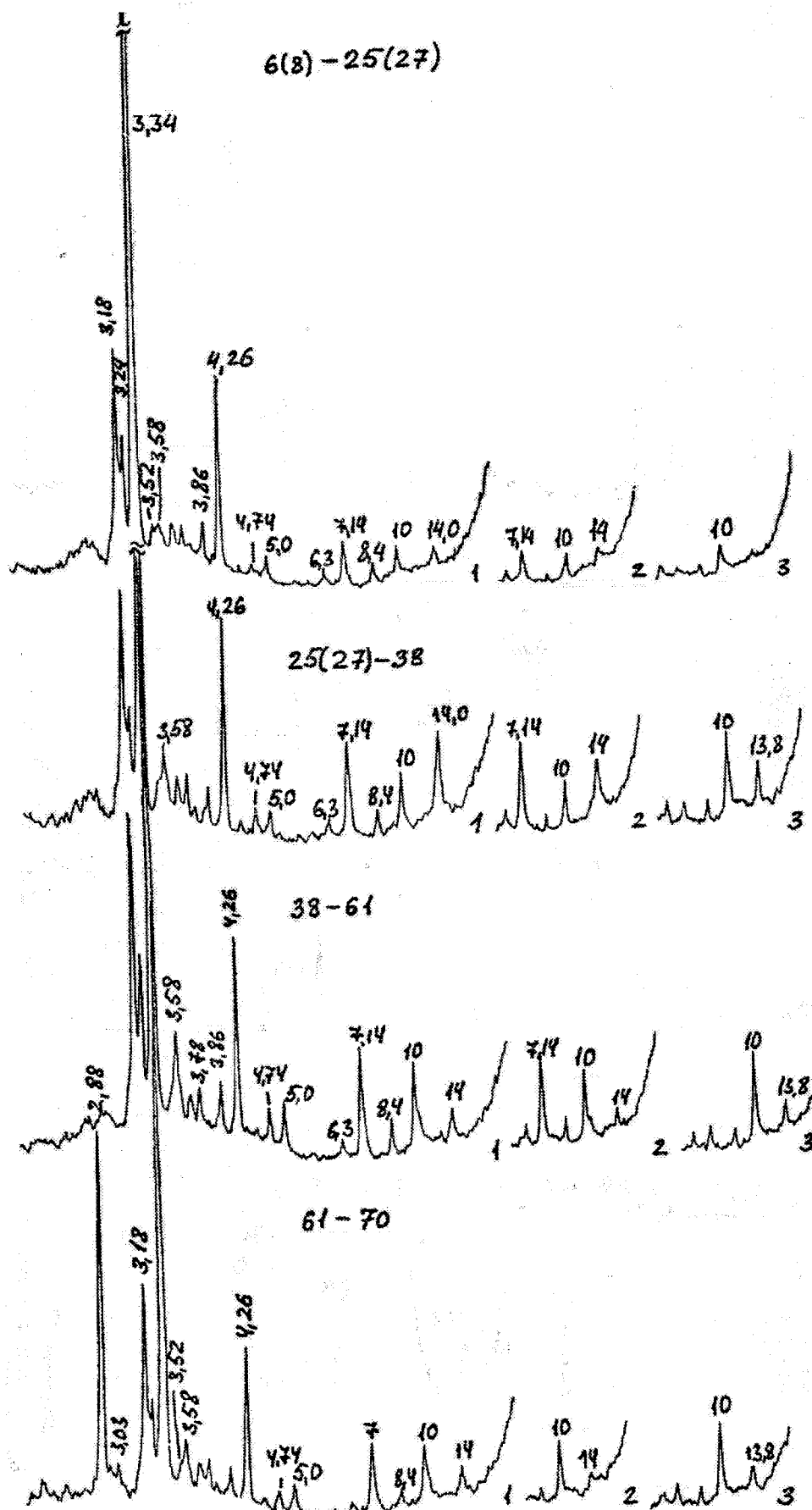


Рис. 4.4. Рентгендифрактограммы фракций средней пыли неглубокоподзолистой почвы: 1 – в воздушно-сухом состоянии, 2 – после насыщения этиленгликолем, 3 – после прокаливании при 550° в течение 2 часов.

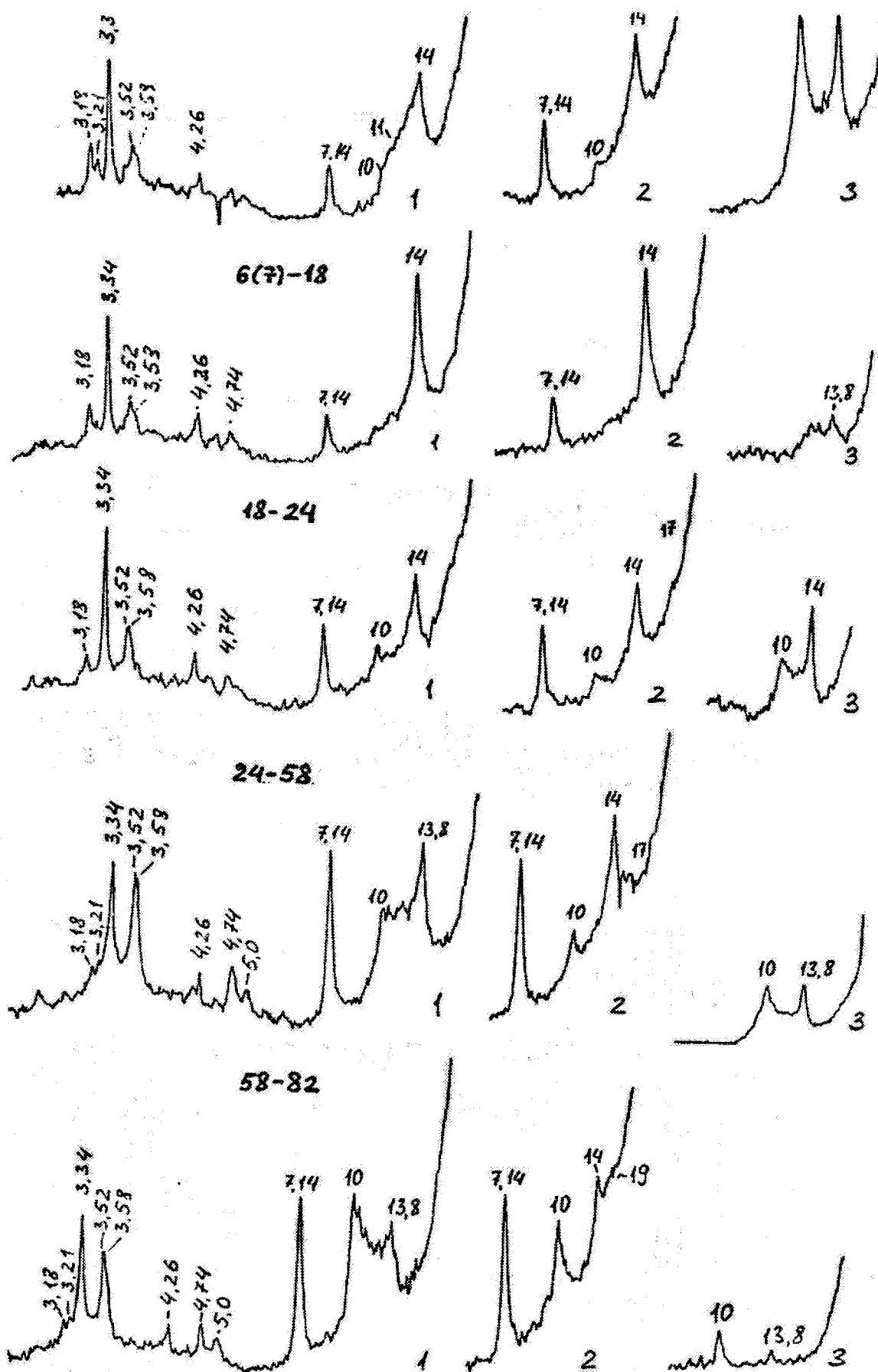


Рис. 4.5. Рентгендифрактограммы иллитных фракций подзола иллювиально-железистого: 1 – в воздушно-сухом состоянии, 2 – после насыщения этиленгликолем, 3 – после прокаливании при 550° в течение 2 часов.

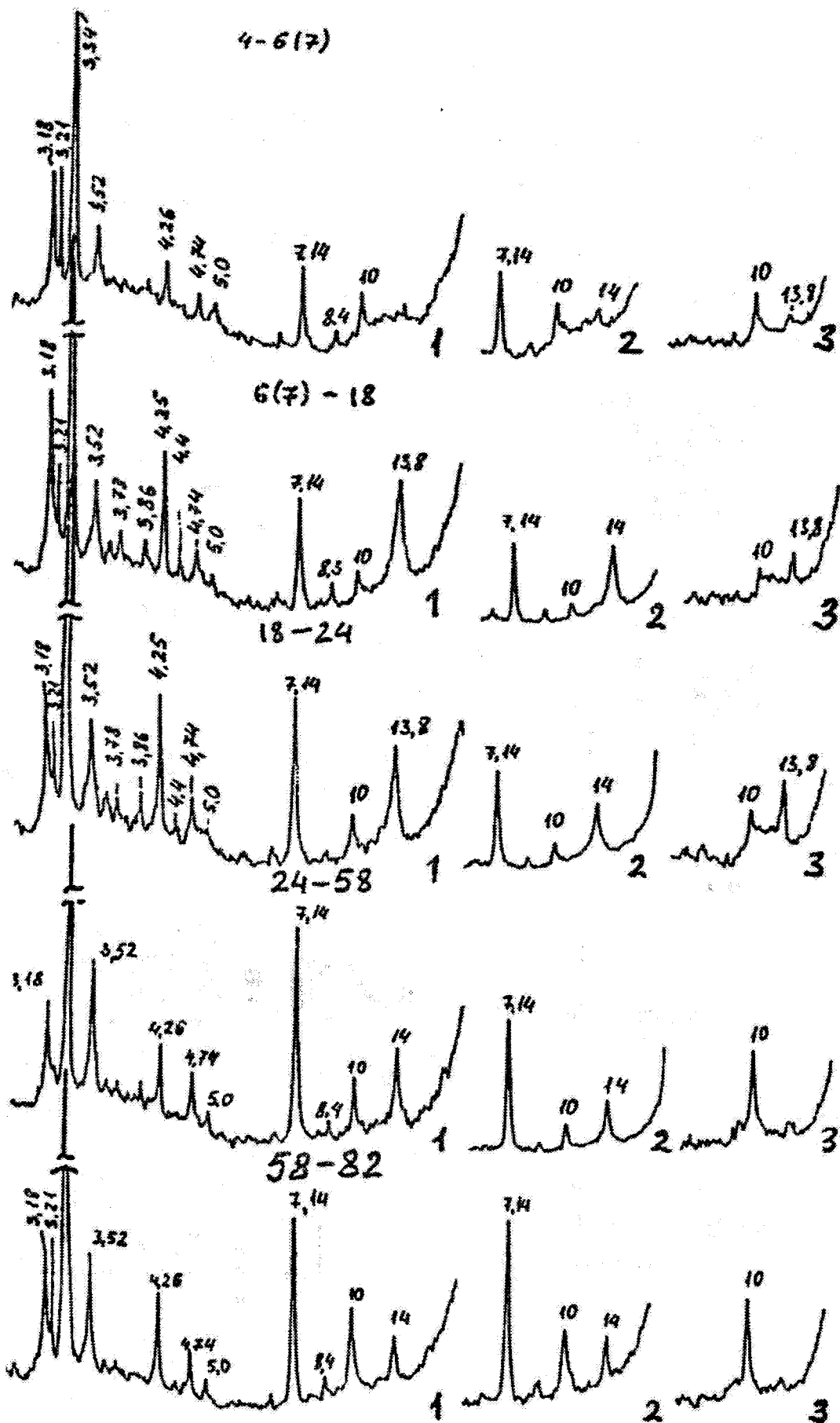


Рис. 4.6. Рентгendifрактограммы фракций тонкой пыли подзола иллювиально-железистого: 1 – в воздушно-сухом состоянии, 2 – после насыщения этиленгликолем, 3 – после прокаливании при 550° в течение 2 часов.

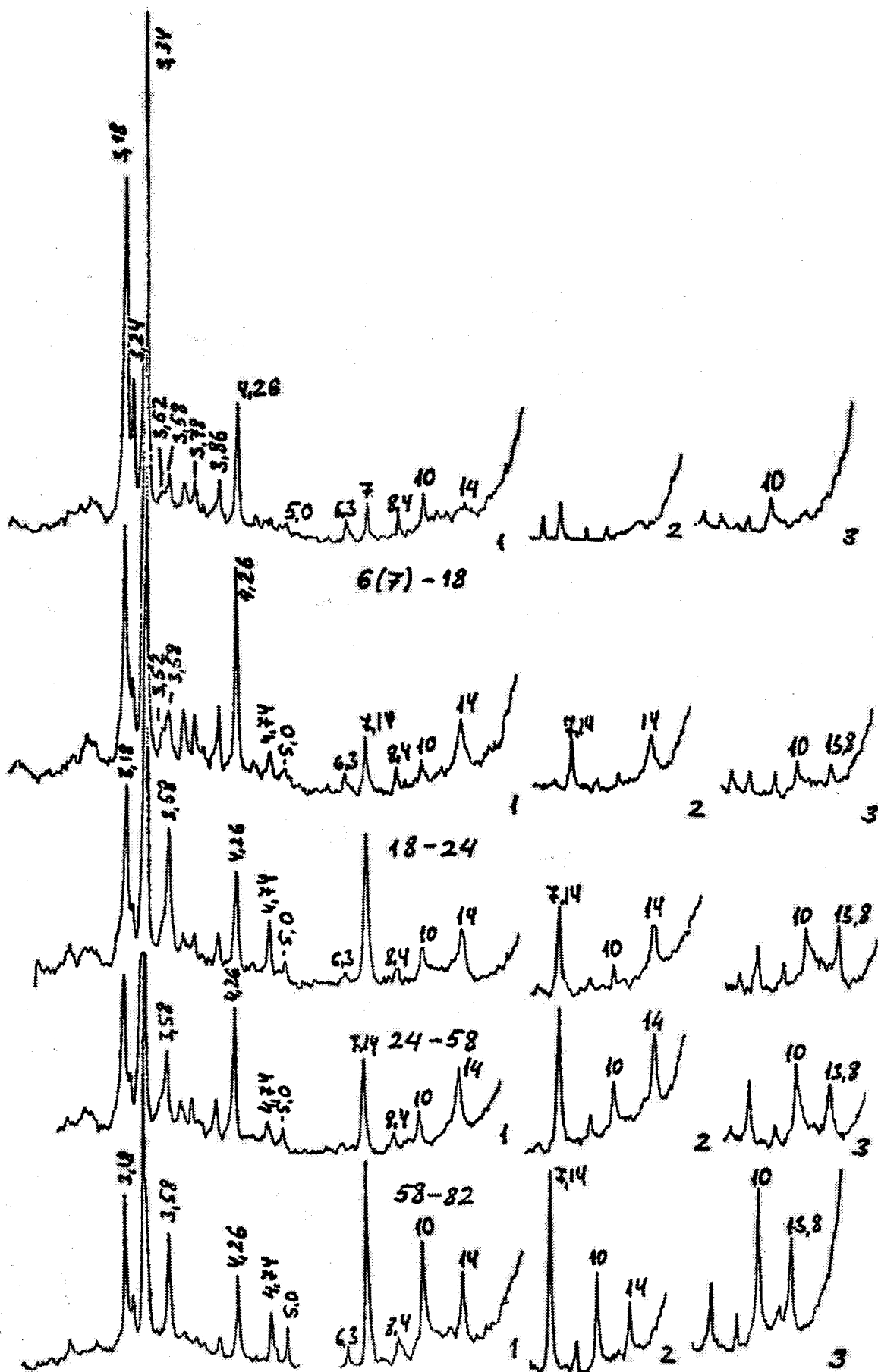


Рис. 4.7. Рентгендифрактограммы фракций средней пыли подзола иллювиально-железистого: 1 – в воздушно-сухом состоянии, 2 – после насыщения этиленгликолем, 3 – после прокаливании при 550° в течение 2 часов.

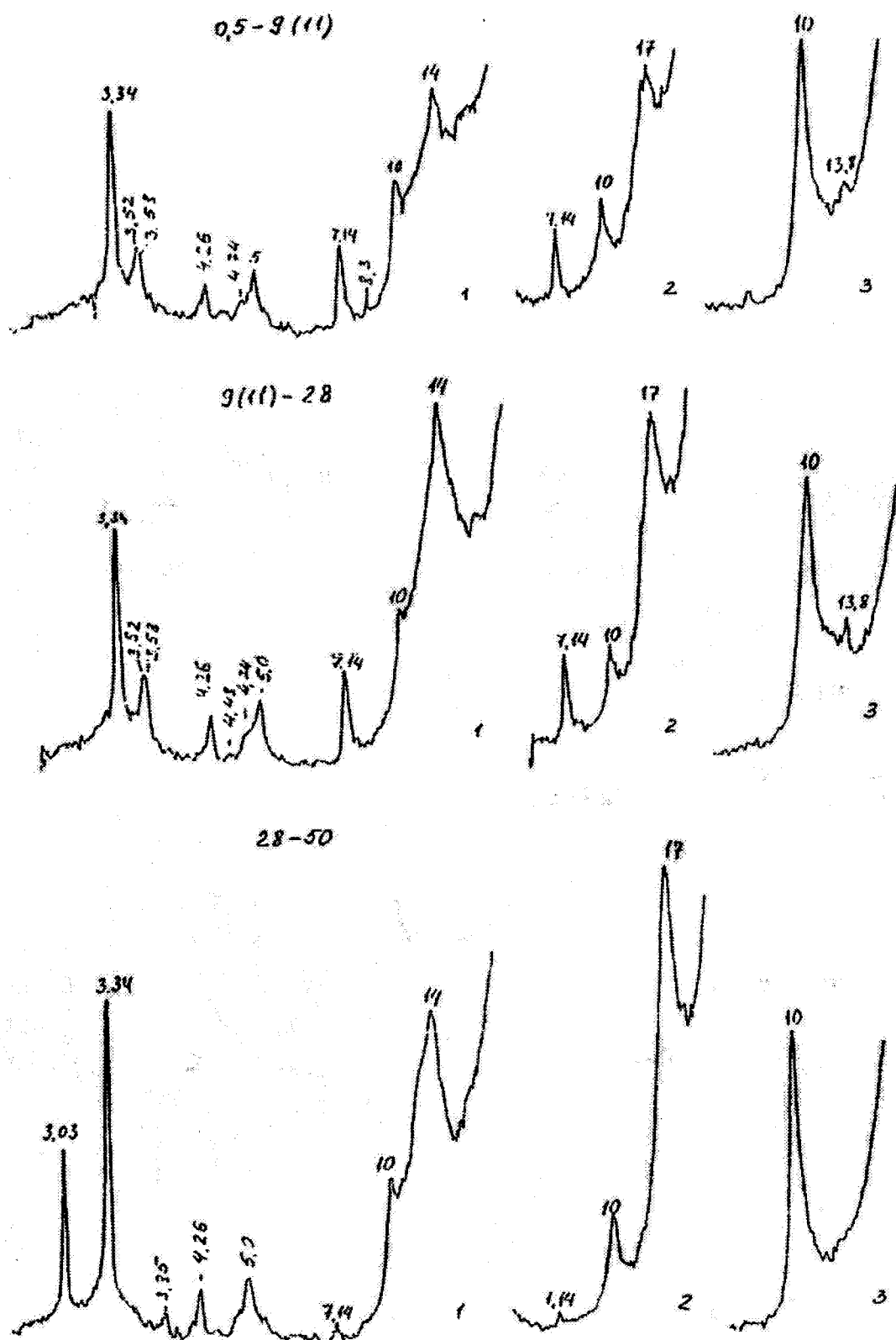


Рис. 4.8. Рентгенодифрактограммы илстых фракций дерново-карбонатной типичной почвы: 1 – в воздушно-сухом состоянии, 2 – после насыщения этиленгликолем, 3 – после прокаливании при 550° в течение 2 часов.

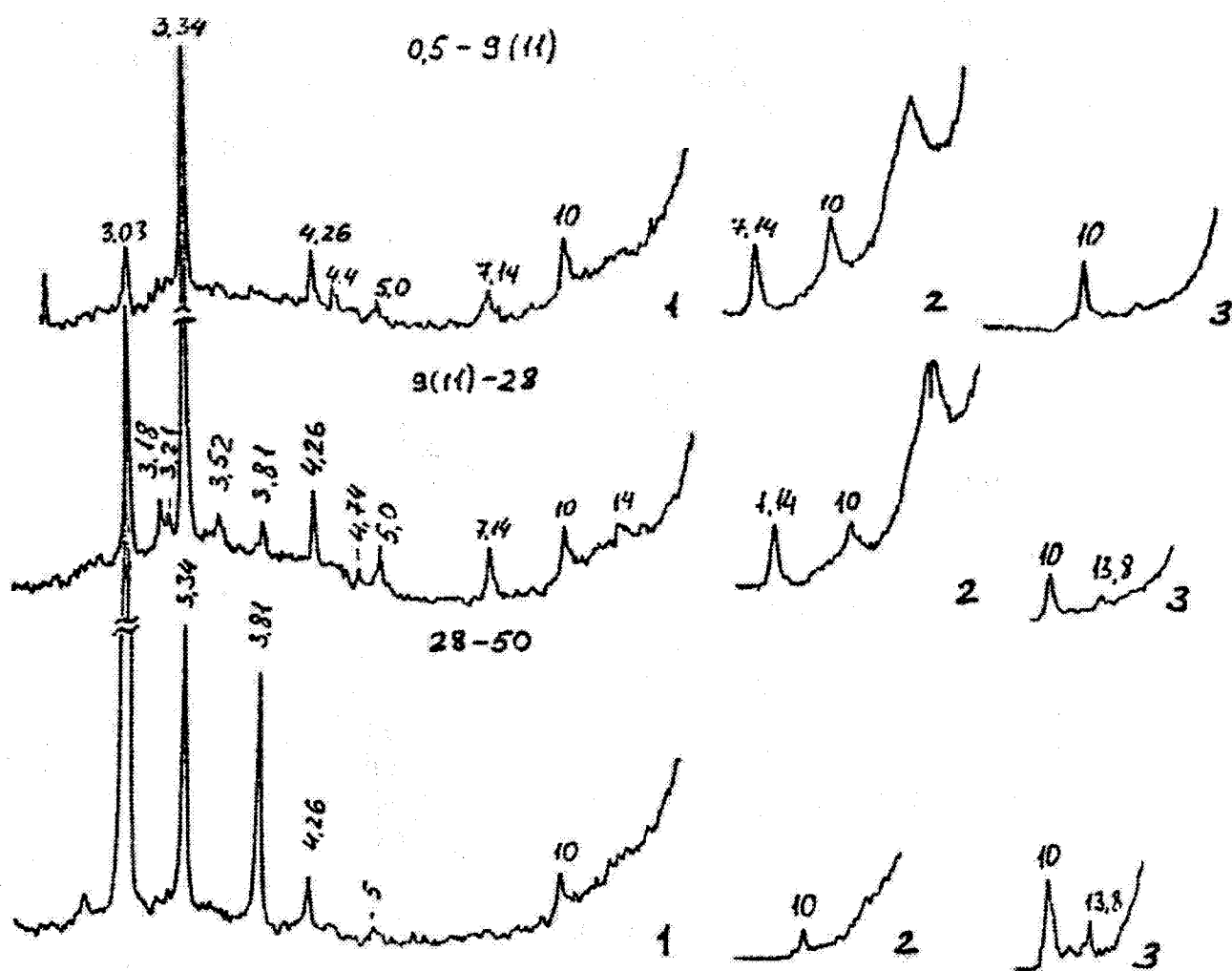


Рис. 4.9. Рентгендифрактограммы фракций тонкой пыли дерново-карбонатной типичной почвы: 1 – в воздушно-сухом состоянии, 2 – после насыщения этиленгликолем, 3 – после прокаливании при 550° в течение 2 часов.

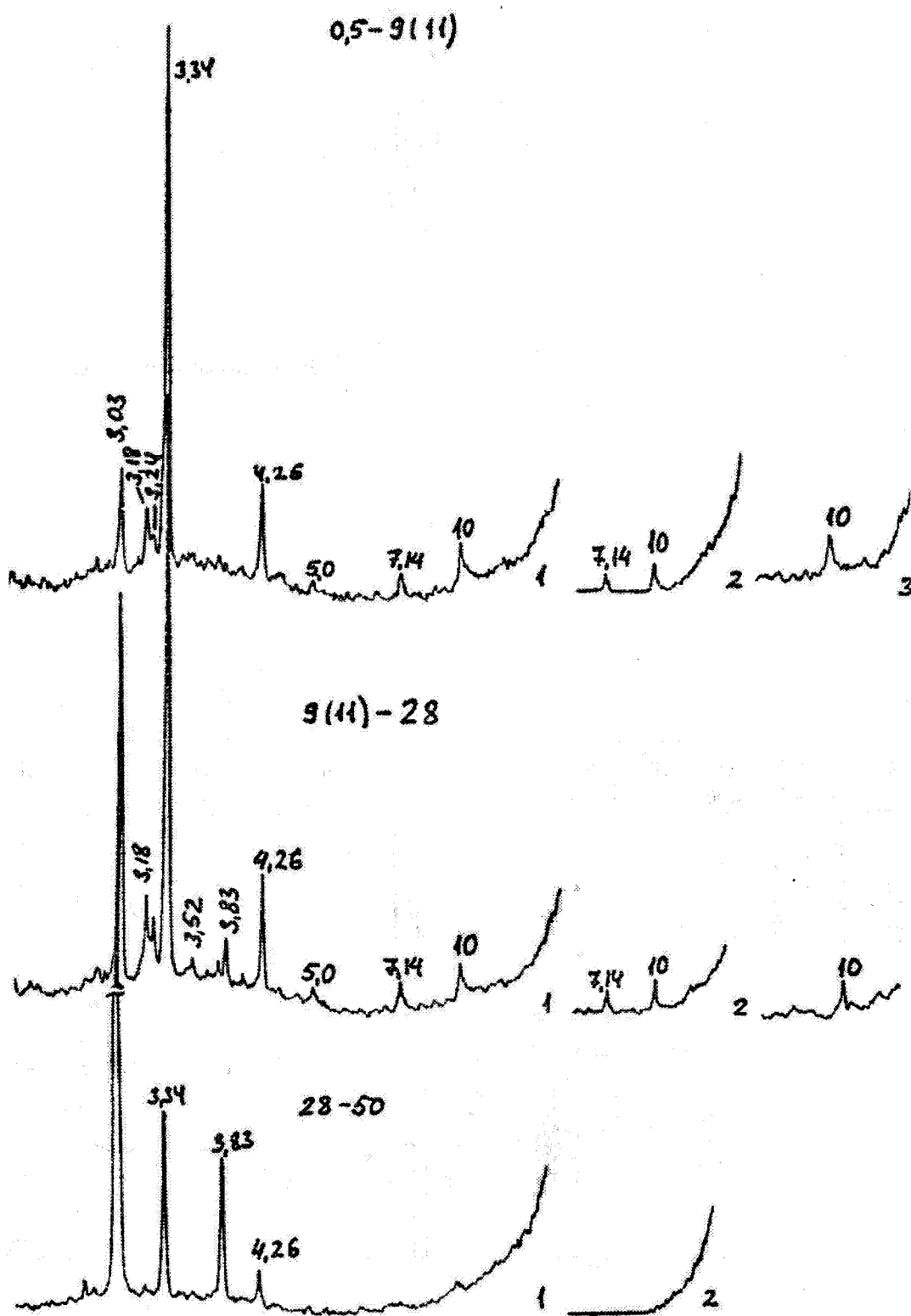


Рис. 4.10. Рентгendifрактограммы фракций средней пыли дерново-карбонатной типичной почвы: 1 – в воздушно-сухом состоянии, 2 – после насыщения этиленгликолем, 3 – после прокаливании при 550° в течение 2 часов.

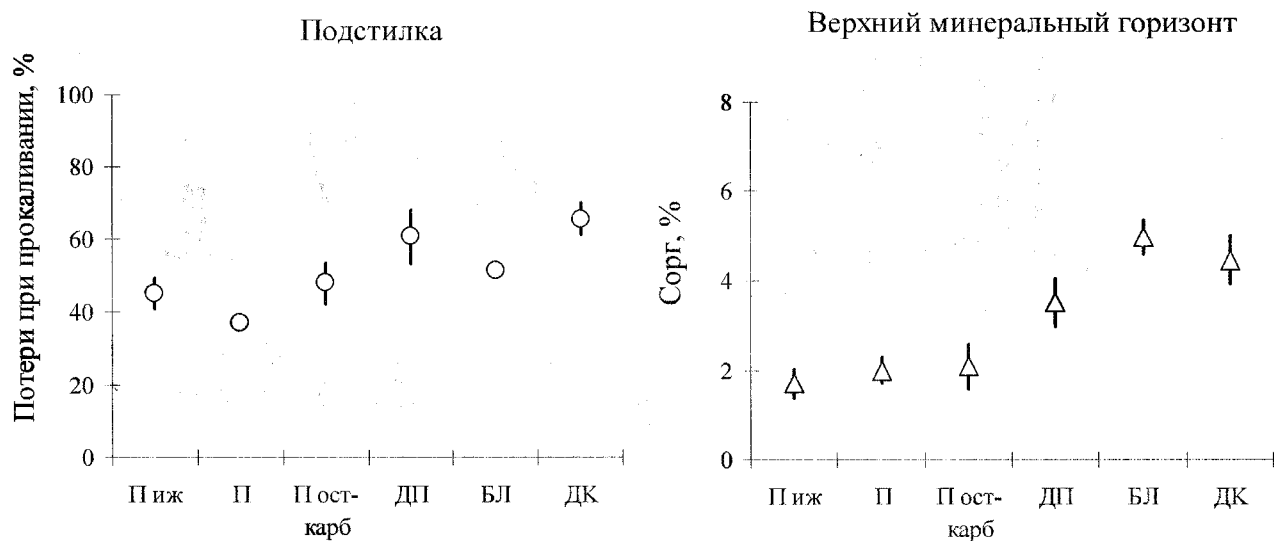


Рис. 6.1. Варьирование содержания органического вещества в почвах (среднее и его доверительный интервал). Пиж – подзол иллювиально-железистый, П – подзолистая, Пост-карб – подзолистая остаточно-карбонатная, ДП – дерново-подзолистая, БЛ – бурая лесная, ДК – дерново-карбонатная почва.

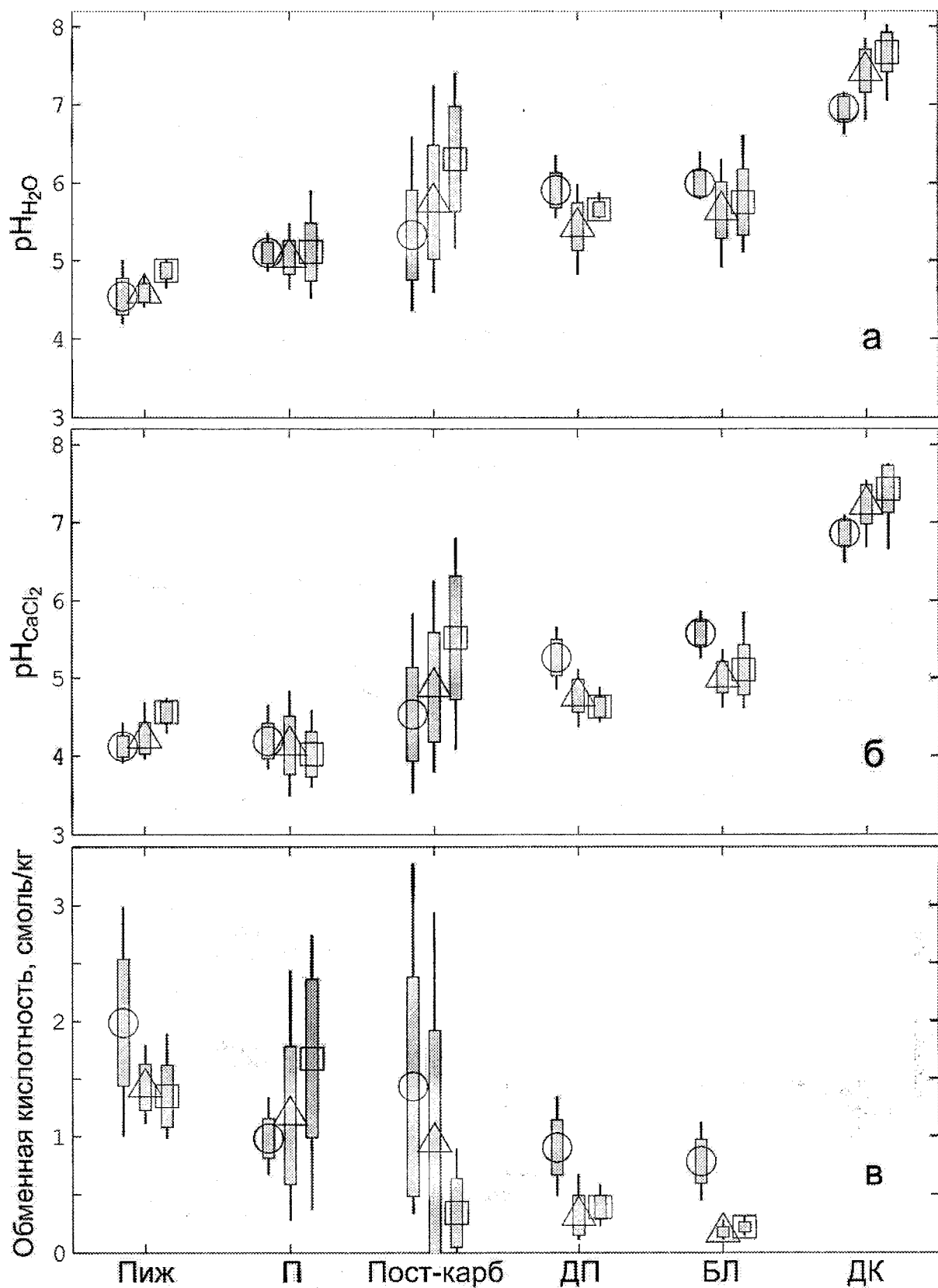


Рис. 6.2. Варьирование значений pH_{H_2O} (а), pH_{CaCl_2} (б) и обменной кислотности (в) в почвах: средние значения для подстилок (кружок), верхнего (треугольник) и нижележащего (квадрат) минеральных горизонтов, 95% доверительные интервалы средних (прямоугольники) и диапазоны от нижнего до верхнего дециля (линии). Пиж - подзол иллювиально-железистый, П - подзолистая, Пост-карб - подзолистая остаточно-карбонатная, ДП - дерново-подзолистая, БЛ - бурая лесная, ДК - дерново-карбонатная почва.

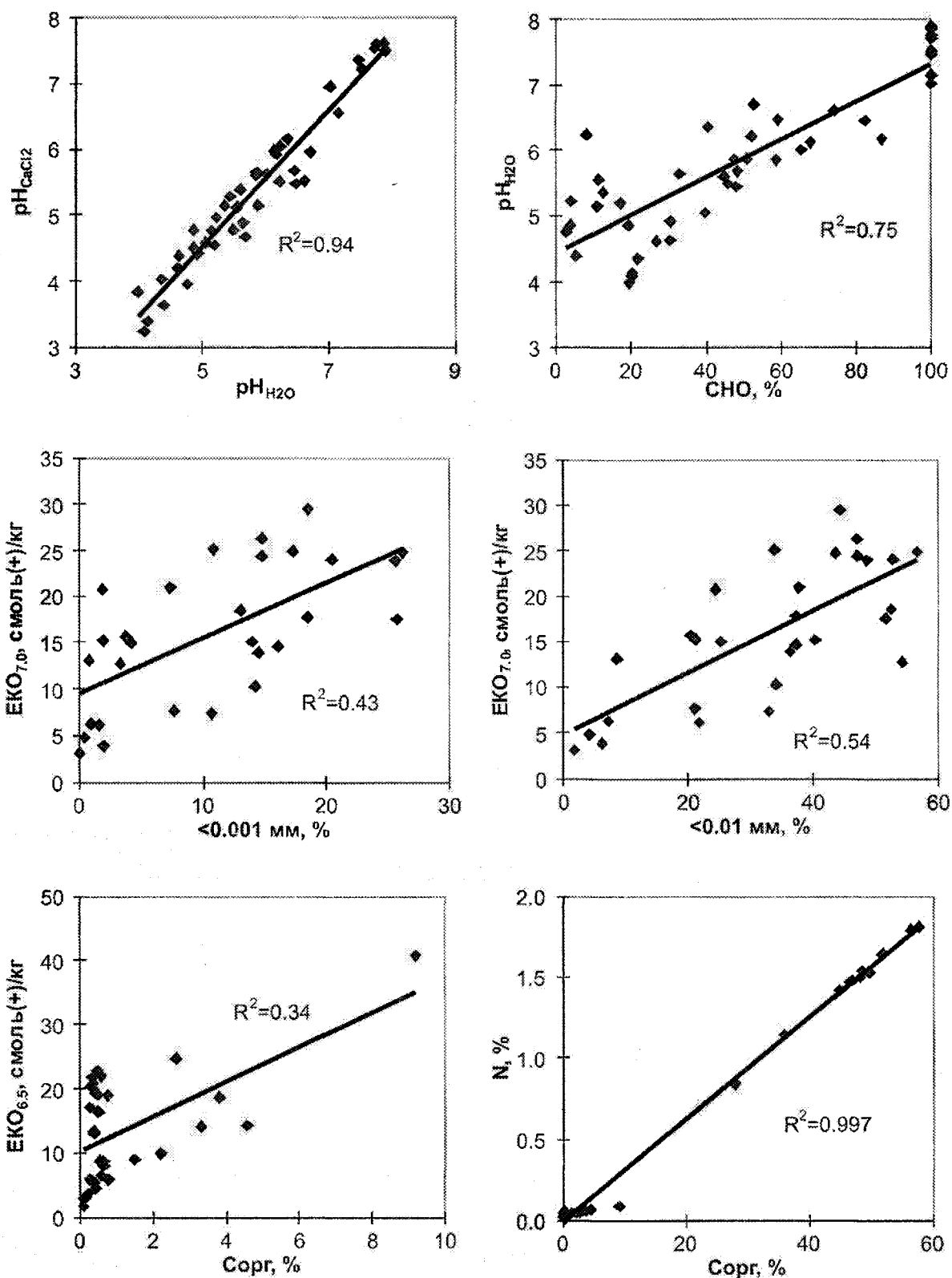


Рис. 6.3. Связи показателей кислотности и катионообменных свойств почв: $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ и $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ (а); $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ и степени насыщенности основаниями (б); $\text{ЕКО}_{7.0}$ и содержания ила (в) и физической глины (г); $\text{ЕКО}_{6.5}$ и содержания органического углерода в минеральных горизонтах (д); содержания органического углерода и азота (е).

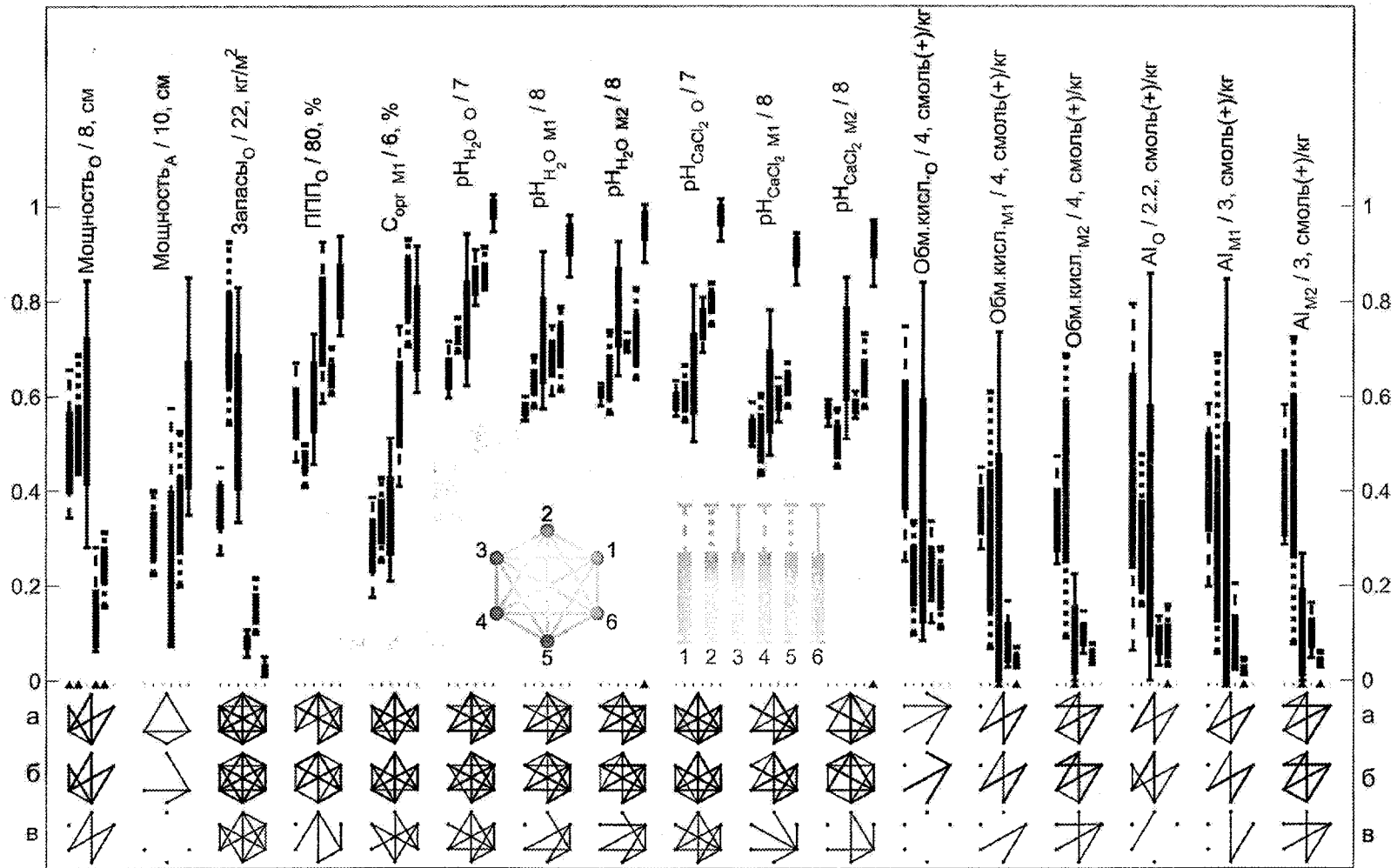


Рис. 6.4. Относительное варьирование и значимость различий свойств почв. Вверху: усы – 95% доверительный интервал значений свойств, прямоугольники – интервал от нижнего до верхнего дециля. Внизу: на пиктограммах почвы со значимо различающимися свойствами соединены прямыми. Значимость различий средних по ранговому критерию Вилкоксона-Манна-Уитни (а) и, предполагая нормальность распределения, по t-критерию (б) отражена толщиной линии. Значимость различий значений свойств показана по отсутствию перекрытия интервалов от нижнего до верхнего дециля (в). Треугольниками вдоль оси абсцисс помечены почвы, для которых распределение свойства не является нормальным по двустороннему критерию Колмогорова-Смирнова. Величины нормировочных коэффициентов и их размерность, на которые следует умножать приведенные на рисунке значения для получения реальных значений свойств, указаны после обозначения свойства. Почвы в каждой группе упорядочены слева направо для интервалов варьирования и против часовой стрелки на пиктограммах значимости различий: 1 - подзол иллювиально-железистый (Сокольский бор); 2 - неглубокоподзолистая (окрестности д. Окулово); 3 - неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная (Шалго-Бодуновский лес); 4 - старокультурная дерново-неглубокоподзолистая остаточно-карбонатная (гора Маура); 5 - бурая лесная (берег Бородаевского озера); 6 - дерново-карбонатная (Цыпина гора).

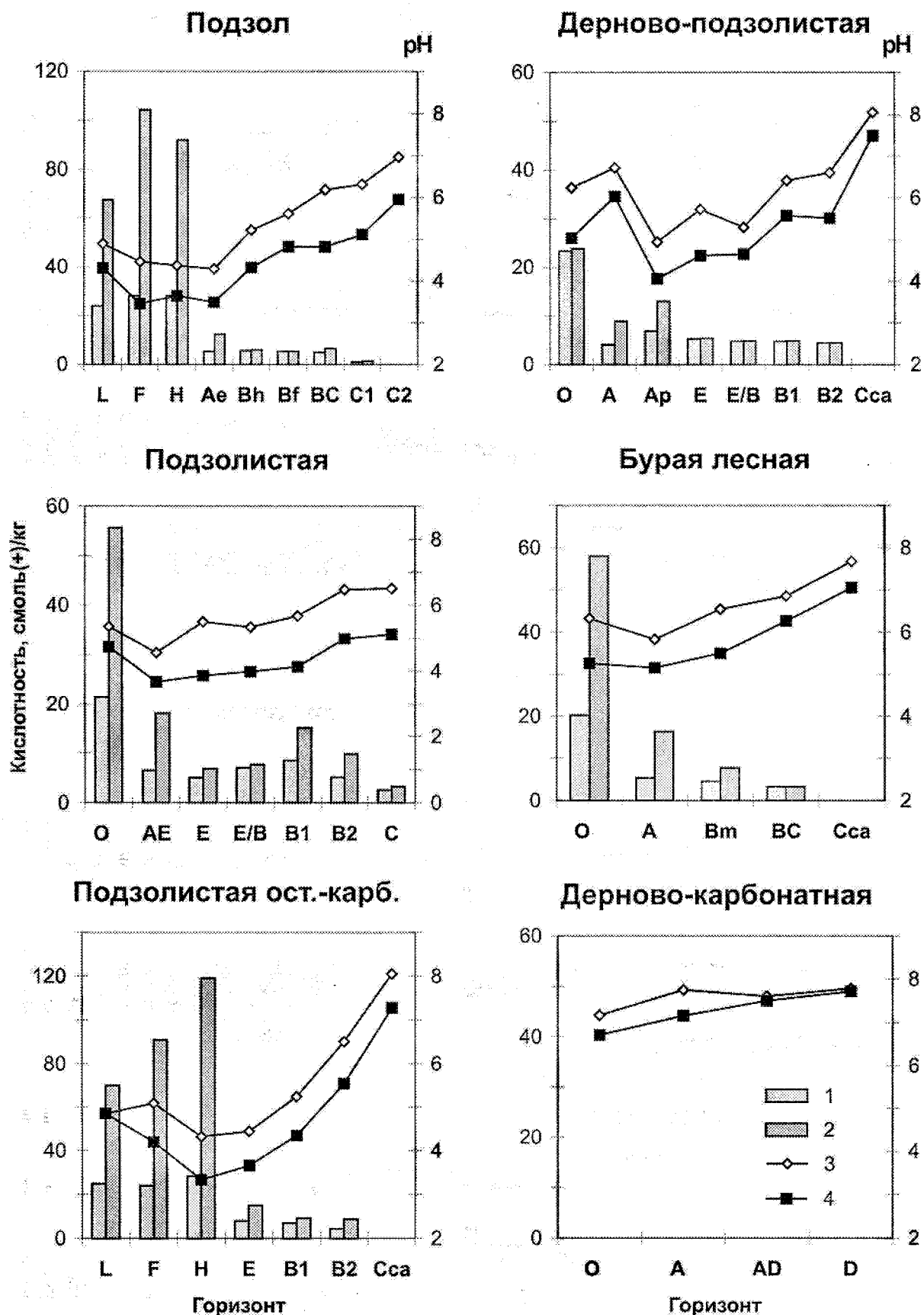


Рис. 7.1. Кислотность почв основных биогеоценозов:
1 – обменная кислотность; 2 – общая кислотность; 3 – pHnH2O; 4 – pHCaCl2.

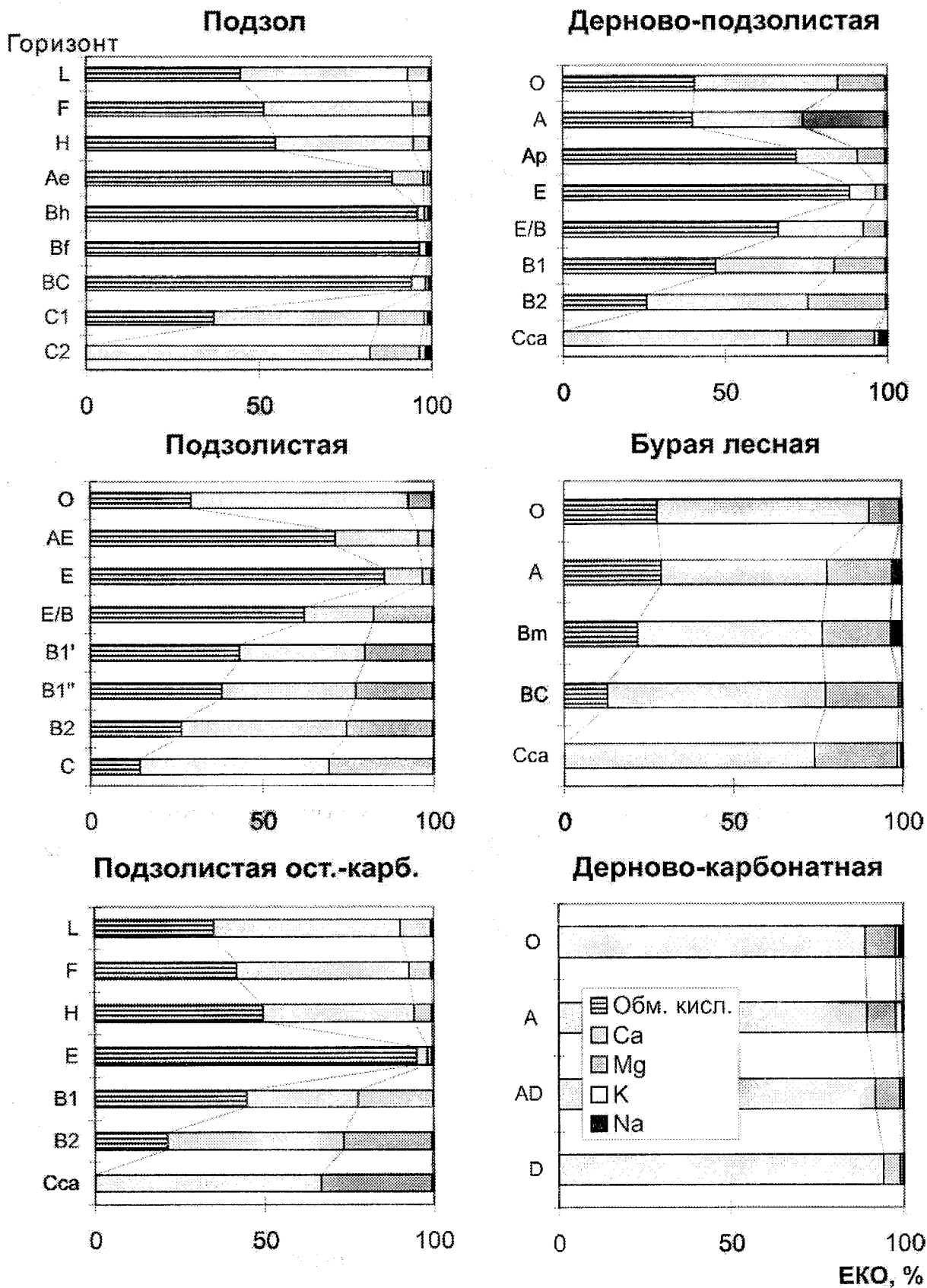


Рис. 7.2. Структура емкости катионного обмена (ЕКО, %) почв.

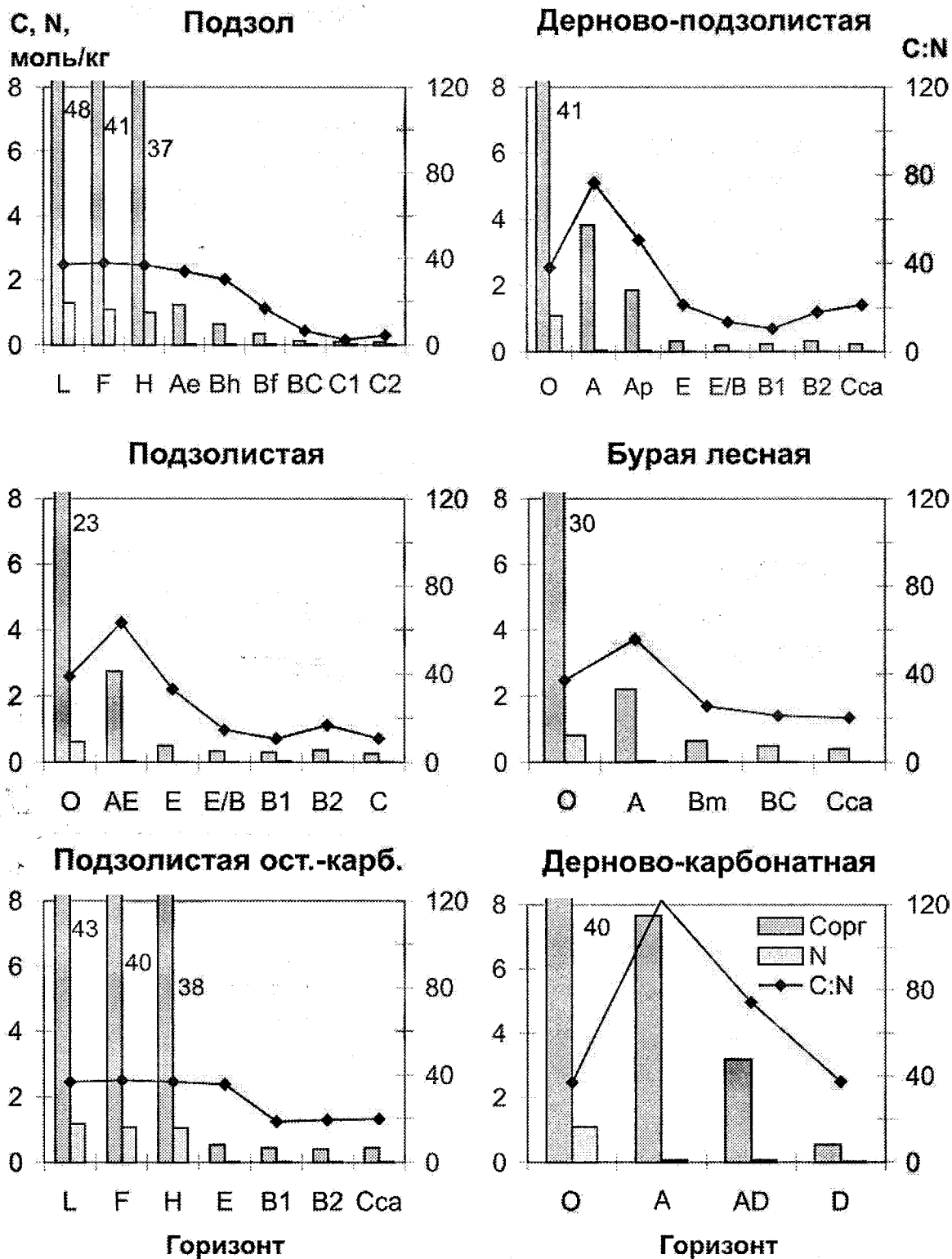


Рис. 7.3. Содержание углерода, азота и отношение C:N в почвах.

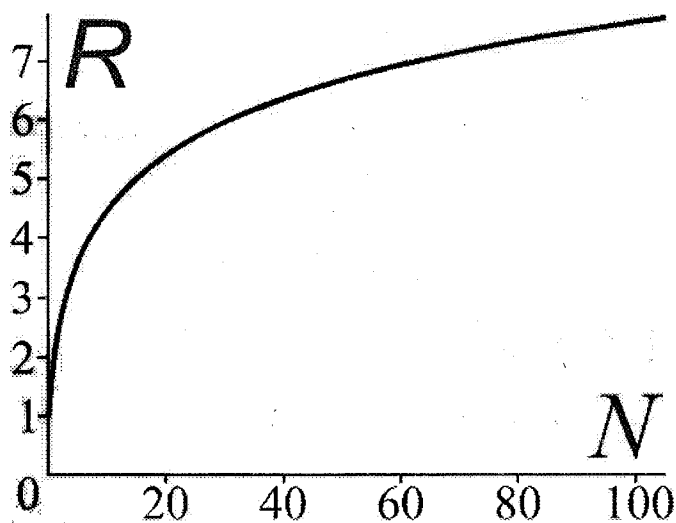


Рис. 7.4. Зависимость видового богатства от числа видов.

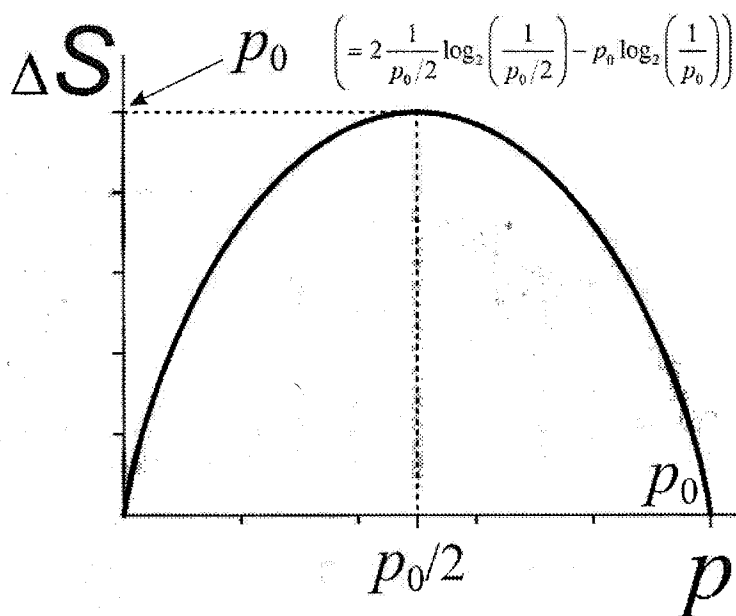


Рис. 7.5. Приращение индекса Шеннона-Уивера в зависимости от изменения встречаемости одного из видов.

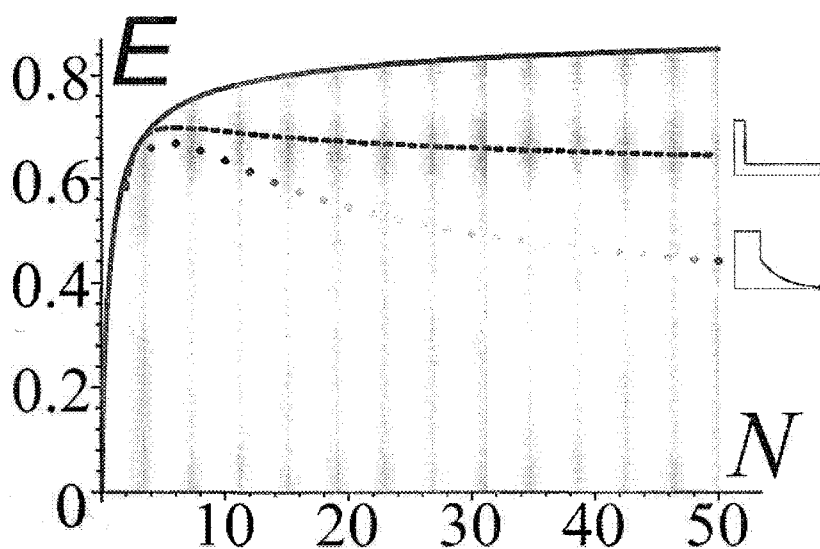


Рис. 7.6. Область допустимых значений индекса Шеннона-Уивера в зависимости от числа видов (объяснения в тексте).

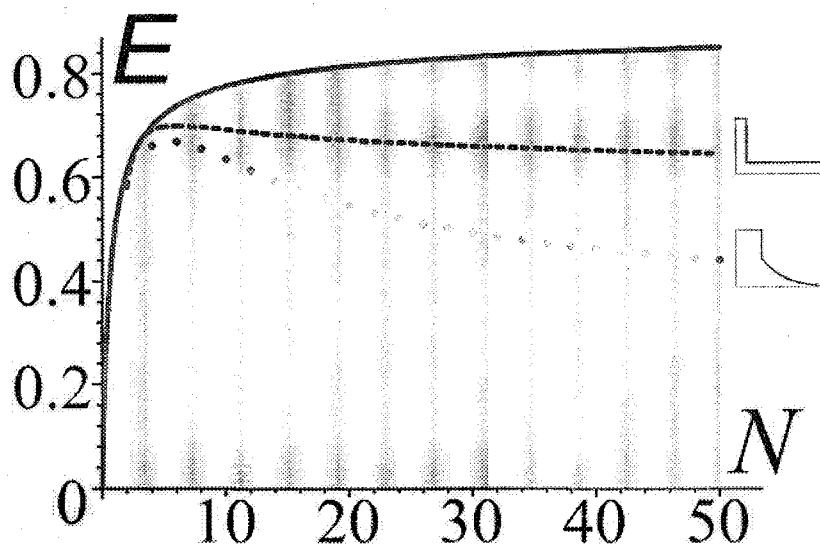


Рис. 7.7. Область допустимых значений индекса выравнимости в зависимости от числа видов (объяснения в тексте).

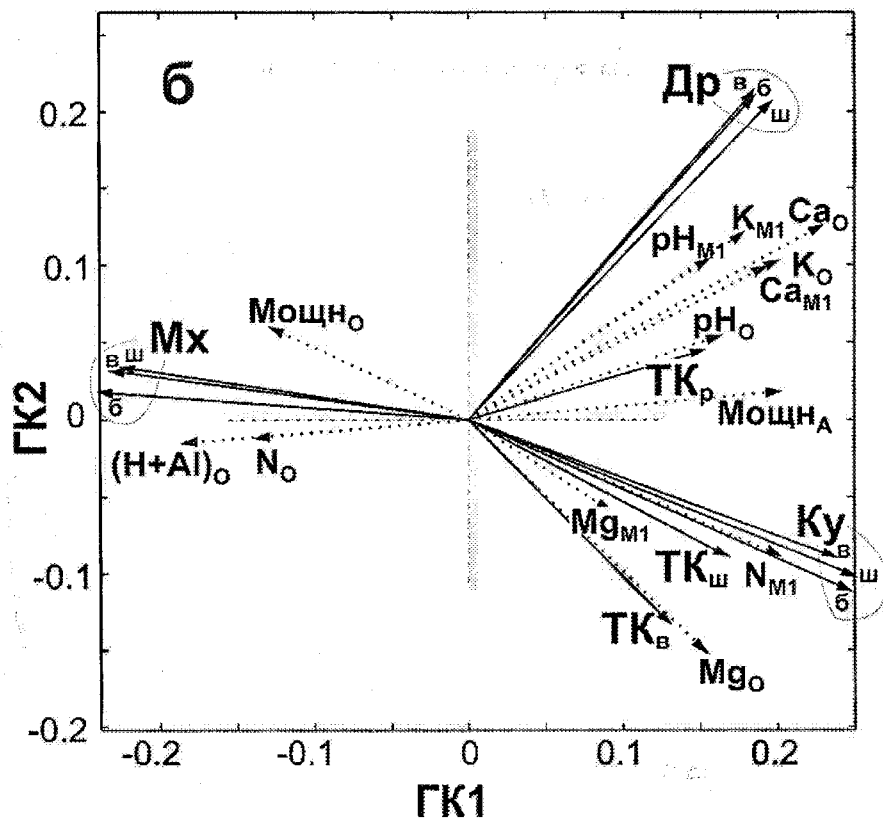
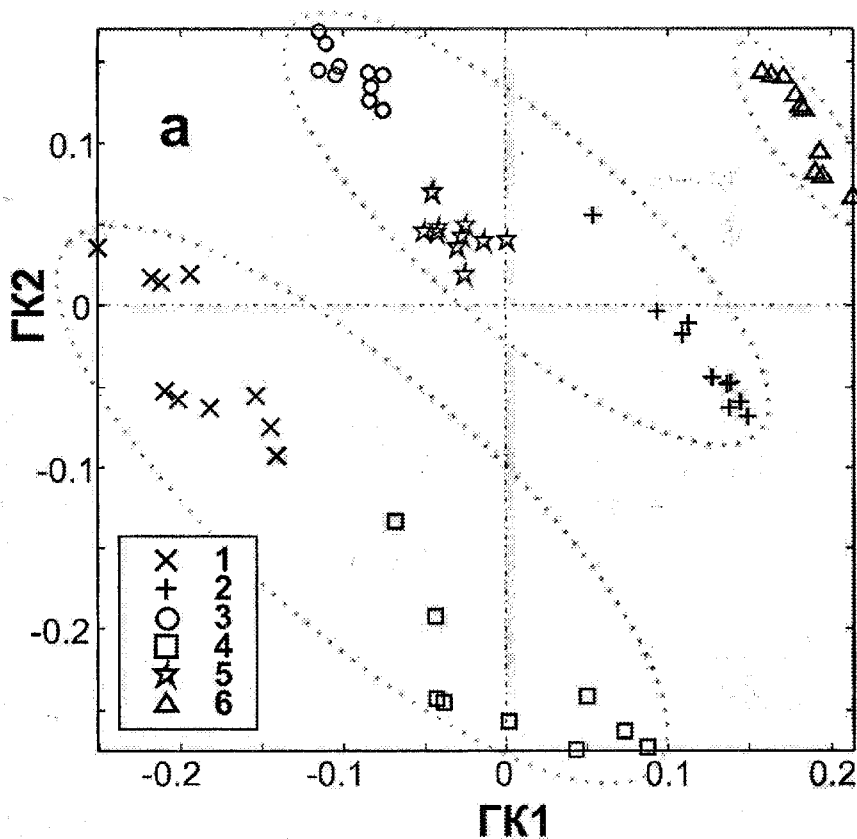


Рис. 7.8. Ординационная диаграмма весов участков мониторинга (а) и показателей разнообразия (б) видового состава фитоценозов (сплошные стрелки) и свойств почв (пунктирные стрелки).

Нумерация дана в соответствии с табл. 6.1.

Др – древесный, Ку – кустарниковый, ТК – травяно-кустарничковый, Мх – моховой ярусы;

б – видовое богатство, ш – индекс Шеннона-Уивера, в – индекс выравнивания видов;

Мощн – мощность горизонта, pH – pHCaCl2, О – подстилка, М1 – верхний минеральный горизонт.

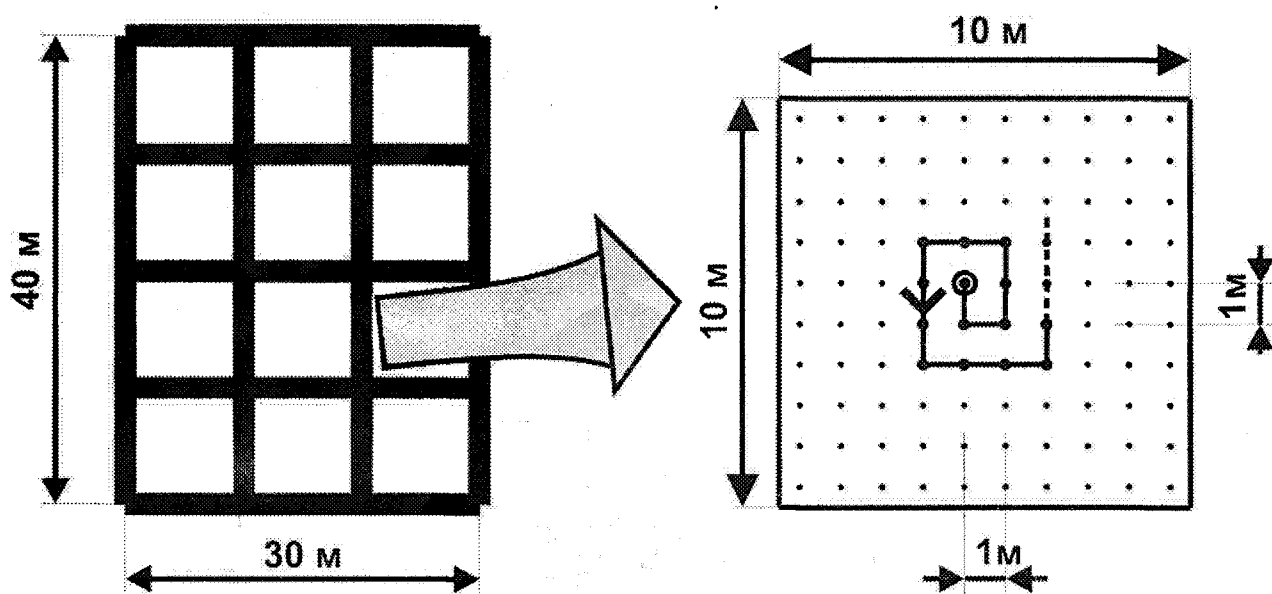


Рис. 8.1. Возможная схема участка мониторинга почв с подразделением на квадраты для регулярного взятия образцов.

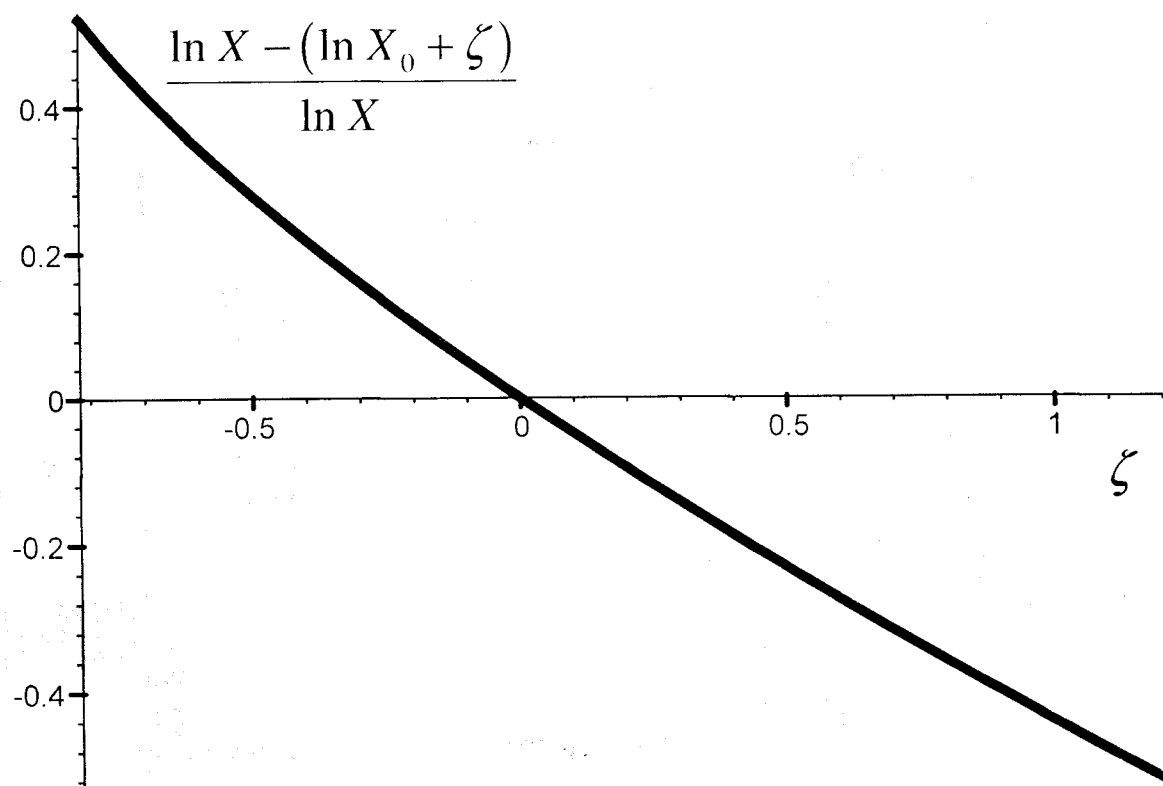


Рис. 8.2. Относительная точность линейной аппроксимации логарифма исследуемой величины как функция её относительных изменений.