

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»  
(СПбГУ)  
Институт Наук о Земле

**Солдатова Любовь Александровна**

**Химические и биохимические свойства погребенных почв (МИСЗ)  
Ямской степи**

Выпускная бакалаврская работа  
по направлению 021900 «Почвоведение»

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:  
д.с.-х.н., проф. А.И. Попов

\_\_\_\_\_ 2016  
«\_\_»\_\_\_\_\_

Соруководитель:  
с.н.с. М.А. Коркка

\_\_\_\_\_ 2016  
«\_\_»\_\_\_\_\_

Заведующий кафедрой:  
д.с.-х.н., проф. Б. Ф. Апарин

\_\_\_\_\_ 2016  
«\_\_»\_\_\_\_\_

Санкт–Петербург

2016

## Содержание

Введение.....	2
1 Обзор литературы.....	4
1.1 Особенности почвообразования в брянском интерстадиале.....	4
1.2 Основные морфологические и физико-химические особенности брянских почв.....	6
1.3 Характеристика качественного состава почвенного органического вещества.....	8
1.4 Групповой и фракционный состав железа в исследовании почвенных процессов.....	12
2 Объекты и методы.....	15
2.1 Объекты исследования.....	15
2.2 Методы исследования.....	25
3. Результаты и обсуждение.....	26
3.1 Характеристика свойств объектов исследования.....	26
3.2 Валовой химический состав.....	30
3.3 Биохимические свойства.....	31
3.4 Групповой состав железа.....	35
Выводы.....	39
Список литературы.....	40

## **Введение.**

Изучение химических и биохимических свойств погребенных почв осложнено наложением современных почвообразовательных процессов и химических реакций, протекающих в настоящее время, на процессы, которые происходили в период их формирования.

Вопрос о возможности ритмичного формирования почв в течение крупнейшего позднплейстоценового интерстадиала (МИС3) остается открытым на сегодняшний день. Брянские почвы, описанные в пределах современных аккумулятивных ландшафтов (подножия и перегибы склонов, террасы и т. п.) часто имеют ритмичное повторение почвенных профилей, но эти же почвы, изученные в плакорных позициях, не несут в себе такой подробной почвенной памяти. В данном разрезе, почвы сформированы на водораздельной территории, но при этом имеют морфологические признаки ритмичности в процессе их формирования.

На сегодняшний день ритмичное формирование брянских почв изучено недостаточно. Существует еще меньше исследований, доказывающих ритмичность этих почв на основе их химических и биохимических свойств.

Одним из важных условий почвообразования является окислительно-восстановительный режим. Так, в почвах, сформированных в аэробных условиях, содержится больше окристаллизованных форм железа, меньше легкоокисляемых фракций органического вещества почв, выше степень внутримолекулярной окисленности. Тогда как в анаэробных условиях уменьшается содержание больше окристаллизованных форм железа, меньше легкоокисляемых фракций органического вещества почв, выше степень внутримолекулярной окисленности.

**Цель работы** — охарактеризовать условия формирования почв брянского интерстадиала (МИС 3) на основе изучения их химических и биохимических свойств.

### **Задачи работы:**

- охарактеризовать минеральную составляющую почв брянского интерстадиала на основе определения валового химического состава, а также силикатных и несиликатных форм железа;
- охарактеризовать органическую составляющую почв брянского интерстадиала на основе определения группового состава гумуса, степени

внутримолекулярной окисленности, элементного состава и хемодеструкционного фракционирования органического вещества этих почв.  
- сравнить между собой ритмы почвообразования внутри брянского интерстадиала.

По результатам работы было опубликовано:

1) Попов А.И., Панина Е.П., Верлова Т.А., Солдатова Л.А., Храпова Е.П. Свойства гуминовых веществ, как коллоидных дисперсий (обзор литературы) // Вестник Российской академии естественных наук. 2014. № 5. С. 39–45.

2) Храпова Е., Солдатова Л., Калашников М., Попов А. Солюбилизация порфириновых соединений структурированными мицеллами гуминовых веществ // Сб. тезисов / Третья междунар. конф. СНГ МГО по гуминовым инновационным технологиям / Десятая Междунар. конф. daRostim «Гуминовые вещества и другие биологически активные соединения в сельском хозяйстве» / НИТ–daRostim–2014 / 19–23 ноября, 2014, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия / Под ред. И.В. Перминовой, Н.А. Куликовой и О.С. Якименко. — М., 2014. С. 182.

## 1. Обзор литературы.

### 1.1 Особенности почвообразования в брянском интерстадиале.

Данная работа посвящена изучению особенностей условий формирования почв брянского (средневалдайского) интерстадиала (32–24 тыс. лет назад), относящихся к морской изотопной стадии 3 (МИС 3). В связи с этим рассмотрим особенности почвообразования этого периода.

Интерстадиальному почвообразованию соответствуют интервалы внутри ледниковой эпохи, характеризующиеся устойчивым возрастанием тепла и увлажненности в отличие от типичных криоаридных условий, свойственных перигляциальной зоне ледниковой эпохи. Однако теплообеспеченность таких интервалов не достигала ее современного уровня. Широтная зональность была выражена значительно слабее, чем в межледниковье, что позволяет рассматривать его как относительно теплую (межстадиальную) гиперзональную эпоху (Иванов и др., 2015).

Одной из важнейших черт почв, сформировавшихся в этот период, является широкое распространение структурных деформаций, связанных с криогенными процессами владимирской криогенной фазы, наступившей после завершения позднебрянского почвообразования. Такие криогенные структурные нарушения почвенного покрова привели к созданию рельеф типа пятен-медальонов (Величко, Герасимов, 1982).

Многие исследователи полагают, что почвообразование брянского интерстадиала протекало в холодных континентальных условиях климата. Основной почвенный покров составляли следующие почвы или их сочетания: глеевые мерзлотные, дерновые надмерзлотно-глеевые, дерновые мерзлотные иллювиально-карбонатные, бурые мерзлотные, бурые мерзлотные с признаками оглеения, дерновые мерзлотно-глеевые, дерновые мерзлотные иллювиально-карбонатные (Морозова, 1981).

Почвы аналогичного строения в настоящее время на территории Европы отсутствуют. Вероятно, наиболее близкими по строению и биоклиматическим условиям формирования к брянским являются современные палевые мерзлотные почвы Центральной Якутии (Величко, Морозова, 1972).

Представление о природных условиях этого интерстадиала можно получить, исходя из данных изучения спорово-пыльцевых спектров и фауны. Исследование зубов мелких млекопитающих (Маркова, 1975) привели к выводу, что подавляющее большинство животных, существовавших в брянское время в верхнем течении Днестра, сейчас обитает в условиях открытых пространств, в суровых физико-географических

условиях. Видовой состав мелких млекопитающих из кротовин брянской ископаемой почвы в разрезе Араповичи (бассейн р. Десны), включал группу степных видов: сурки, суслики, большой тушканчик, степная пеструшка, полевки. У последнего вида современный ареал обитания распадается на две части: тундровую и степную. Типично тундровым видом, обнаруженным в том же разрезе, является копытный лемминг.

Экологическая приуроченность видов позволяет сделать вывод о том, что брянский интерстадиал характеризовался континентальным климатом, более сухим и суровым, чем современный (температура января  $-17^{\circ}\text{C}$ ; июля  $+19^{\circ}\text{C}$ ; годовое количество осадков 275 мм, твердых осадков 70 мм). В связи с тем, что на разной территории были обнаружены различные видовые фаунистические сообщества можно предполагать разновидности перигляциальных ландшафтов: от тундростепи к лесотундре (Морозова, 1981).

О.Н. Бадер (1977) описывая экологические условия обитания человека на стоянке Сунгирь (Владимир), отмечает климатическую суровость брянского интерстадиала. Ландшафт напоминал лесотундру и был заселен мамонтами, бизонами, песцами, северными оленями и другими холодолюбивыми животными.

Таким образом, почвы брянского интерстадиала формировались в холодных, относительно влажных условиях на фоне постоянной мерзлоты.

## **1.2 Основные морфологические и физико-химические особенности брянских почв.**

В генетическом профиле брянской палеопочвы можно выделить палево-серый (гумусовый горизонт) с железисто-марганцевыми конкрециями, ниже которого залегает карбонатный горизонт с признаками оглеения.

Профиль почв деформирован из-за сильного криогенного педоморфизма, поэтому их первоначальное строение трудно реконструировать (Величко, Морозова, 1972). Основным элементом деформаций являются вертикальные двухъярусные воронкообразные клиновидные структуры высотой около 1,5–2,0 м, которые заполнены бурым гумусированным материалом. Их верхняя часть до глубины 0,5–0,8 м расширена, имеет котлообразную форму, ее ширина в верхней части составляет 1–1,2 м.

Во всех разрезах в профиле брянской почвы можно выделить следующие горизонты (Морозова, 1981).

1. Верхний гумусированный горизонт, представленный светлым палево-серым или серовато-бурым сильно деформированным суглинком. Он обычно более тяжелый и плотный, чем лежащий выше валдайский лёсс, имеет многочисленные включения мелких черных и ржавых железисто-марганцевистых конкреций, которых особенно много в северных разрезах. Мощность этого горизонта в северных разрезах составляет 0,3–0,5 м, в более южных достигает 0,7 м.

2. Горизонт накопления пылеватых карбонатов белесовато-палевой окраски, сохранившийся в виде отдельных разобщенных пятен между клиновидными деформациями, часто с признаками оглеения.

3. Горизонт оглеения в основании почвы — палево-серый суглинок с редкими железисто-марганцевыми конкрециями и сизоватыми и ржавыми пятнами оглеения неопределенных очертаний, наиболее отчетливо выраженный в северных разрезах, тогда как карбонатный горизонт наиболее выражен в южных.

Гумусовый горизонт отличается повышенным содержанием ила, оглиненностью, обогащением полуторных окислов алюминия и железа. В пределах гумусового горизонта почва менее карбонатна. Молекулярные соотношения кремнезема и полуторных окислов в пределах профиля погребенной почвы несколько уже, чем в лёссе. Распределения минеральной массы по профилю погребенной почвы является равномерным, однако количество полуторных окислов незначительно возрастает в средней части гумусового горизонта. К нижней части почвенного профиля существенно возрастает содержание карбонатов.

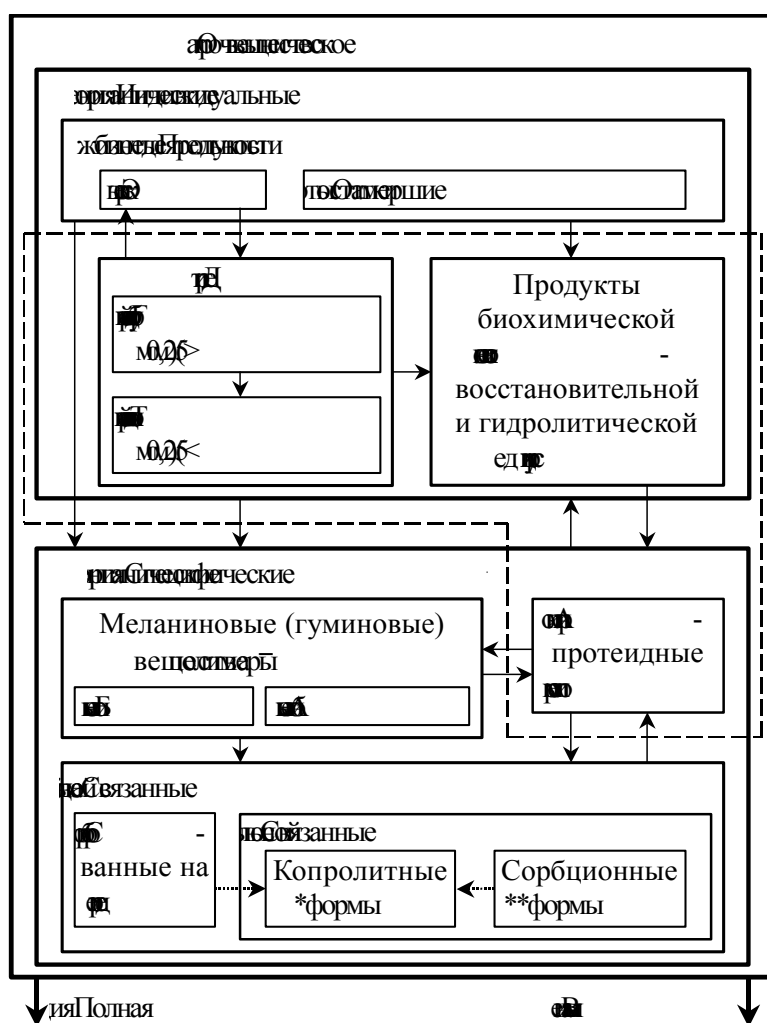
В гумусовом горизонте почвы содержится 0,7–1,3 % органического вещества. В групповом составе гумуса преобладают фульвокислоты, соотношение  $C_{ГК}:C_{ФК}$  колеблется в пределах 0,17–0,65 (Морозова, Чичагова, 1968). Во фракционном составе гумуса как гуминовых, так и фульвокислот обнаружена только вторая фракция (по Тюрину), тогда как первая и третья фракции отсутствуют. Очень велика доля негидролизуемого остатка.

Для брянской почвы разрезов Брянск и Араповичи были определены порог коагуляции и оптическая плотность гуминовых кислот. Было установлено, что почвы этих разрезов имеют схожие свойства и исходный состав гумуса в целом. Для них характерен очень низкий коэффициент дисперсности и высокий порог коагуляции. Гуминовые кислоты брянских почв характеризуются простым строением молекул. Все свидетельствует об упрощенном составе гумуса, в котором преобладали фульвокислоты (Величко, Морозова, 1972; Бельчикова, 1951).



### 1.3 Характеристика качественного состава почвенного органического вещества.

Почвенное органическое вещество (ПОВ) — сложный комплекс, состоящий из индивидуальных органических соединений и гуминовых веществ, а также продуктов их взаимодействия между собой и с минеральной частью почвы (Попов, Чертов, 1996). Это весьма динамичная, сложная и неоднородная система, в которой компоненты взаимосвязаны между собой и в нормально функционирующей природе представлены в определенной установившейся пропорции (рис. 1).



**Рисунок 1. Функционально-генезисная классификация органического вещества почвы (цит. по: А. И. Попову и О. Г. Чертову, 1996):**

— — промежуточные продукты распада и гумификации; ← основные пути трансформации органического материала; ← возможные направления трансформации органического материала; \* — образование обусловлено деятельностью дождевых червей; \*\* — образование происходит в основном за счёт сорбции.

Индивидуальные органические соединения в почвах в значительной мере определяют динамику современных почвообразовательных процессов: влияют на уровни и темпы окислительно-восстановительных процессов, газовый режим, степень подвижности минеральных элементов питания растений и почвенной биоты и токсичных компонентов, действуют как стимуляторы и ингибиторы роста растений и т. д. (Кононова, 1963; Александрова, 1980; Орлов и др., 1996). Из приведённой схемы (рис. 1) видно, что почти все органические вещества, относящиеся к промежуточным продуктам гумификации, представляют собой быстрообновляемый (лабильный) органический материал, а неразложившиеся отмершие остатки биоты или связанные с твердой фазой почвы гуминовые вещества — более устойчивый (стабильный) к действию гидролитической и окислительно-восстановительной биохимической деструкции материал. Меланиновые соединения — так называемые «свободные» гуминовые вещества, а арилгликопротеидные олигомеры — структурные единицы гуминовых веществ, которые в основном состоят из ароматических соединений (структурных компонентов лигнина), моно- или олигосахаридов, аминокислот и некоторых других веществ.

Компоненты ПОВ обладают различной устойчивостью к деструкционным процессам (Соколовский, 1919; Кононова, 1963; Jenkinson, Rayner, 1977). На «лёгкость» окисления коллоидных частиц оказывает влияние как химический состав высокомолекулярного органического соединения, так и так и трёхмерная его структура (Popov et al., 1997; Shulten, Schnitzer, 1997; Попов и др., 2004). В агропочвах в зависимости от силы и продолжительности антропогенного воздействия устанавливается разное динамическое равновесие между компонентами ПОВ с различной устойчивостью к окислению. Поэтому для характеристики пахотных почв большее значение приобретает качественный состав органического вещества, нежели его общее содержание (гумусированность).

Обычно оценка качественного состава ПОВ базируется на определении так называемых гуминовых кислот и фульвокислот (Кононова, 1963; Волобуев, 1964; Александрова, 1977; Гришина, Орлов, 1978; Пономарёва, Плотникова, 1980; Орлов и др., 1996). Система оценки качественного состава ПОВ, использующая данные группового и фракционного состава гумуса, — не достаточно удовлетворительна, поскольку она слабо характеризует плодородие почв и не учитывает поведение ПОВ (Попов и др., 2004).

При выявлении функциональных нарушений почв, подвергнувшихся различным антропогенным воздействиям, очень важно отношение легко- и трудноразлагаемых

(лабильных и стабильных) органических соединений органической составляющей почв. Отношение лабильных и стабильных частей ПОВ — важная характеристика почв (Соколовский, 1919; Кононова, 1963; Александрова, 1980; Johnston, 1991; Beyer et al., 1993; Swift, 1996). Как известно (Кононова, 1963; Jenkinson, Reynier, 1977), разнообразные компоненты ПОВ и различные части органических макромолекул имеют неодинаковую устойчивость к окислению. Относительно трудно и легко разлагаемые органические соединения выполняют разную роль в экологическом функционировании почв и в проявлении некоторых свойств почв (Кононова, 1963; Орлов, 1974; 1985; 1990; Комиссаров, 1978; Schnitzer, 1978; Александрова, 1980; Пономарёва, Плотникова, 1980; Паников и др., 1984; Арчегова, 1985; Гришина, 1986; Дергачёва, 1986). Так, легкоокисляемые органические соединения активно принимают участие в трофическом цикле почвенной биоты и сосудистых зелёных растений как резервный источник веществ и энергии. Эта часть ПОВ связана с биохимическими свойствами почвы. В свою очередь, трудноокисляемый органический материал, главным образом влияет на физические и физико-химические свойства почвы.

Для оценки отношения стабильных и лабильных частей ПОВ существует много различных методов, включая дифференциальный термический анализ (Орлов и др., 1968; Schnitzer, 1978; Лыков и др., 1981; Пупков, 1989; Hayes, 1991; Beyer, 1996; Swift, 1996). Дифференциальный термический анализ (ДТА) предназначен для физического и физико-химического изучения полимеров (Берштейн, Егоров, 1990) и используется для регистрации фазовых превращений в образцах каустобиолитов и их параметров (Wendlandt, 1986; Егунов, 1996). Дифференциальный термический анализ обладает большей чувствительностью, но он довольно-таки дорогой и сложный.

Другие методы основаны на химическом разложении органического вещества почв, разнообразными окислителями (Djuricic et al., 1971; Schnitzer, Skinner, 1974; Loginow, Wisniewski, 1976; Dormaar, 1979; Kiyoshi, Shozo, 1979; Rullkötter, Michaelis, 1990; Попов, Цыплёнков, 1991). Из многочисленных методов разложения, в которых используются сильные окислители (например,  $\text{KMnO}_4$  и  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ ), относительно простым является метод В. Логинова и В. Вишневого (Loginow, Wisniewski, 1976). Указанный метод основан на химическом разложении ПОВ растворами, содержащими окислители:  $\text{KMnO}_4$  и  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ . Однако использование сразу двух окислителей чрезвычайно затрудняет интерпретацию полученных данных. Именно по этой причине, А. И. Поповым и В. П. Цыплёнковым (1991) был разработан метод хемодеструкционного фракционирования (ХДФ), который является модификацией метода В. Логинова и В. Вишневого и основан на определении компонентов

органического вещества почв с разной устойчивостью к окислителю ( $K_2Cr_2O_7$ ). Данный метод позволяет определить такие важные информативные параметры оценки почвенного органического вещества, как содержание легко-, средне- и трудноокисляемого органического материала и информационная энтропия. Эти параметры позволяют охарактеризовать качественный состав почвенного органического вещества.

#### 1.4 Групповой состав железа в исследовании почвенных процессов.

Изучение группового и фракционного состава железа широко используется в диагностике почвенных процессов. Прежде всего, это объясняется некоторыми особенностями железа. Во-первых, его переменная валентность, благодаря которой железо способно переходить из окисных форм в закисные при изменении окислительно-восстановительных условий. Во-вторых, соединения железа оказывают сильное влияние на окраску почвы (Водяницкий, 2008).

Согласно С.В. Зону (1982), соединения железа в почвах, так называемое валовое железо ( $Fe_{вал}$ ) представлены следующими формами:

1) силикатное железо ( $Fe_c$ ), входящее в состав кристаллических решеток:

- а) первичных минералов;
- б) вторичных (глинистых) минералов;

2) несиликатное (свободное) железо ( $Fe_{нс}$ ):

- а) железо окристаллизованное ( $Fe_{окр}$ ) (слабо или сильно) оксидов и гидроксидов;
- б) железо аморфных соединений ( $Fe_a$ ) (железистых и гумус-железистых);
- в) подвижных соединений (обменных и водно-растворимых).

Соотношение силикатных и несиликатных форм железа отражает характер и тип выветривания. Выделяют три группы почв, различающиеся по химическому составу и степени выветрелости.

1. Ферраллитные — с содержанием несиликатного железа до 72–88 %.

2. Ферриаллитные — с содержанием несиликатного железа от 32 до 50–79 %, а силикатного от 22 до 63 %.

3. Сиаллитные- с содержанием силикатного 54–83 %, а несиликатного 17–46 %.

Формы несиликатного железа характеризуются различными свойствами и условиями формирования.

Сильнокристаллизованные формы нерастворимы и неподвижны. Формируются в аэробных условиях при хорошей дренированности почв. При смене условий на более гидроморфные может произойти восстановление этих форм в аморфные.

Слабокристаллизованные формы сопутствуют первым и образуются в тех же условиях. При иссушении могут переходить в сильнокристаллизованные, а при переувлажнении в аморфные формы железа.

Аморфные формы входят в состав ила или образуют пленки на поверхности элементарных почвенных частиц. Их наличие обусловлено преобразованием

силикатов и с постоянным или сезонным переувлажнением, в результате которого происходит восстановление слабоокристаллизованных форм.

Столь разнообразные свойства железа при малой подвижности определяют особый интерес к нему как к диагностирующему многие элементарные макро- и микро-процессы почвообразования. Поэтому особо важна, с одной стороны, идентификация свободных форм железа, а с другой - выявление устойчивых диагностических свойств отдельных форм железа для установления процессов, формирующих почвы, и для прогнозирования их эволюции.

Фракционирование железа часто выполняют по сокращенной параллельной схеме и выделяют всего три формы соединений железа: 1) аморфное ( $Fe_{окс}$ ); 2) окристаллизованное, содержание которого определяют из разницы:  $Fe_{диг} - Fe_{окс}$ ; 3) силикатное, которое определяется из разницы  $Fe_{вал} - Fe_{диг}$  (Водяницкий, Шоба, 2014).

Величину оксалорастворимого (аморфного) железа используют для расчета коэффициента Швертмана:

$$КШ = Fe_{окс} : Fe_{диг}$$

В России этот коэффициент рассматривается в качестве показателя гидроморфизма почвы (Водяницкий, 2002).

Существует группировка почв по степени их ожелезненности на основании валового содержания железа: очень высокая при валовом содержании  $Fe > 30\%$ ; высокая —  $30-10\%$ ; умеренно высокая —  $10-5\%$ ; средняя —  $5-3\%$ ; умеренно низкая —  $3-1\%$ ; низкая —  $1-0,5\%$ ; очень низкая  $< 0,5\%$  (Водяницкий, 2002).

Отношение силикатных форм железа силикатным ( $Fe_c/Fe_{нес}$ ) используется в качестве показателя интенсивности выветривания. Чем ниже значение этого показателя, тем сильнее протекают процессы выветривания (Зонн, 1982).

Одной из важнейших характеристик педогенеза является степень оксидогенеза железа, которая выражается отношением несиликатного железа к его общему содержанию ( $Fe_{нес}/Fe_{вал}$ ). Ю.Н. Водяницким (2002) предложена детальная градация почв по степени оксидогенеза железа ( $Fe_{нес}/Fe_{вал}$ ): очень низкая —  $< 0,25$ ; низкая —  $0,35-0,25$ ; умеренно низкая —  $0,45-0,35$ ; средняя —  $0,55-0,45$ ; умеренно высокая —  $0,65-0,55$ ; высокая —  $0,75-0,65$ ; очень высокая —  $> 0,75$ .

Оксидогенез — совокупность ландшафтно-геохимических процессов, которые включают накопление и трансформацию оксидов и гидрооксидов железа в почвах и породах.

Оксиды и гидроксиды железа являются уникальным объектом для изучения трех слоев отражения памяти: литогенного, эволюционного и современного (Водяницкий. 2008). В качестве критерия направленности процессов трансформации железа в почве могут быть использованы следующие характеристики: коэффициент Швертмана, степень оксидогенеза, интенсивность выветривания. Климатические факторы играют определяющую роль в соотношении форм оксидов железа в погребенных почвах.

## 2. Объекты и методы

### 2.1 Объекты исследования

В качестве объекта исследования были выбраны палеопочвы Брянского интерстадиала (МИС3) из разреза Я62-П15 (Ямская степь, Белгородская область РФ).

Разрез расположен в пределах южной окраины Средне-Русской возвышенности, в пределах водораздельной территории, и включает в себя палеопочвенные серии позднего плейстоцена и голоцена (рис. 2).

Исследованный разрез находится на участке ФГБУ ГЗ «Белогорье» «Ямская степь» (II квартал) в пределах водораздельной позиции (рис. 3).

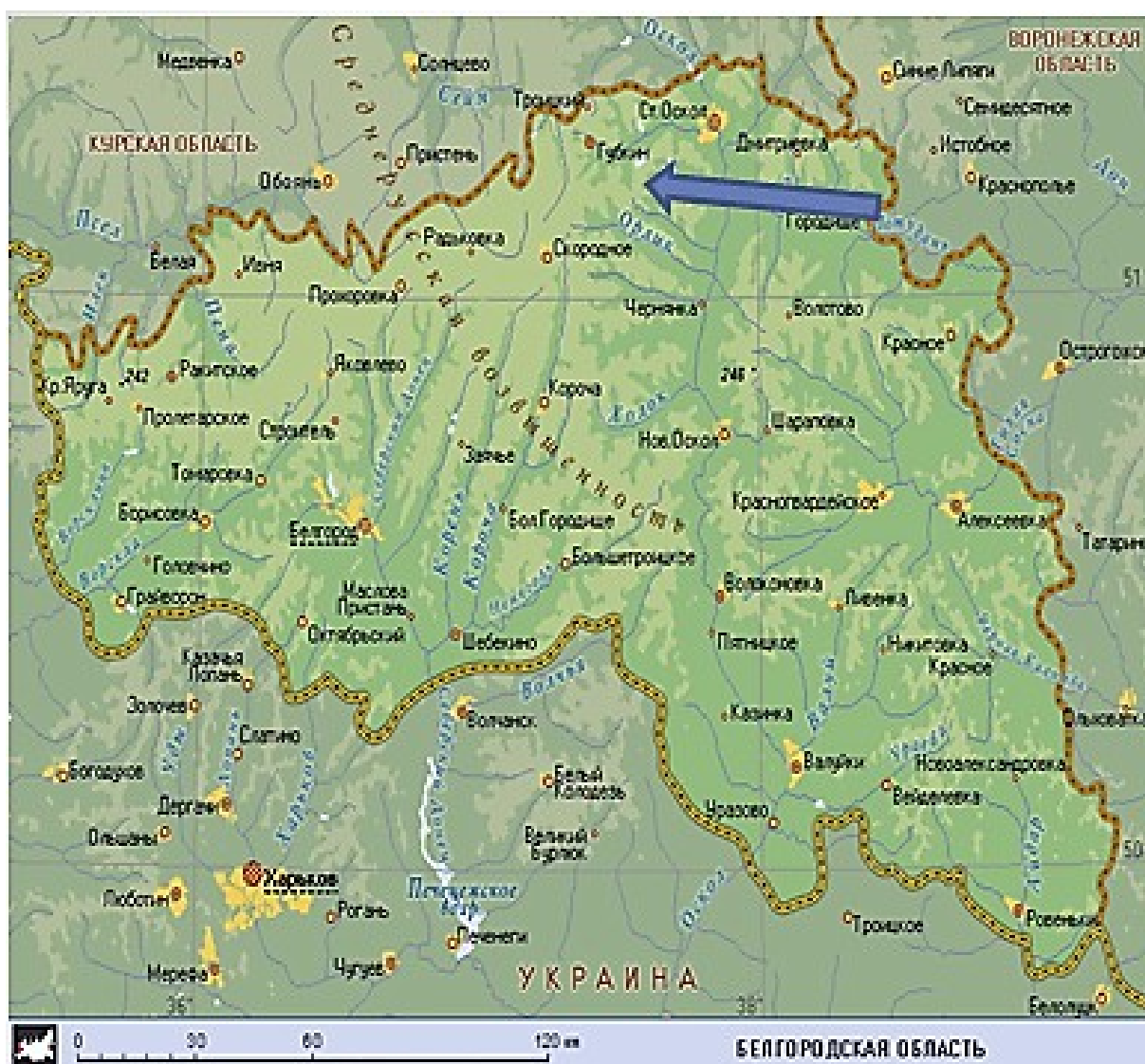


Рисунок 2. Заповедник «Белогорье» участок «Ямская степь».





Рисунок 3. Место заложения опорного разреза (водораздельная позиция).

### **Морфологическое описание разреза.**

Мощность полного профиля разреза 650 см. Современная почва представлена миграцелярно-мицелярным черноземом, в нижней части профиля частично наложенным на средневалдайскую брянскую почву (рис. 4).



Рисунок 4. Современный миграционно-мицелярный чернозем наложенный на брянскую палеопочву.

Ранневалдайские почвы (MIS4) описаны в виде педоседиментов, являются маркерами к предыдущему межледниковью.

Палеопочвенная серия MIS5 (Микулино) представлена двумя различными типами почв, сформированными в разных климатических условиях.

Подстилающей толщей всего разреза являются олигоценые пески.

При расчистке разреза в 2015 году, Брянская почва была описана в виде двух почвенных профилей.

Ниже приводится морфологическое описание разреза.

### **Макроморфологическое (полевое) описание разреза Я62-П15**

**MIS1** — голоценовый миграционно-мицеллярный чернозем на карбонатных лессовидных суглинках

**Очес (0+2 см).** Сухие стебли злаковой растительности.

**AU1 (0–18 см).** Сухой, темно–серый, тяжелосуглинистый, комковато-ореховатый, порошистый, уплотненный. Встречаются отбеленные зерна кварца, густо пронизан корнями. Переход к нижележащему горизонту заметный, граница слабоволнистая.

**AU2 (18–52 см).** Сухой, темно–серый, тяжелосуглинистый, мелкокомковатый, уплотненный. Как и в вышележащем горизонте встречаются отбеленные кварцевые зерна. Горизонт пронизан корнями, много копролитов. Переход постепенный, граница слабоволнистая.

**AB (52–109) см.** Горизонт свежий, темно–серый с бурым оттенком, плотный, тяжелосуглинистый, мелко-призматически–комковатый. Встречаются единичные корни. Переход к нижележащему горизонту ясный по цвету, граница языковатая.

**BCAmc (109(110)-123(125).** Свежий, буровато-палевый призматически-плитчато-ореховатый, тяжелосуглинистый, пористый. К данному горизонту приурочено максимальное количество кротовин. Наблюдается обилие карбонатного псевдомицелия, а так же гумусовые затеки по граням структурных отдельностей.

Горизонт прослеживается по всей южной стенке разреза, но выклинивается в западной (лицевой). Переход к нижележащему горизонту заметный по цвету, граница волнистая.

Примечание. По всей видимости, данный аккумулятивно–карбонатный горизонт современного чернозема, наследует признаки поздневалдайского или раннеголоценового почвообразования.

**MIS3** – брянские палеопочвы (рис. 5).

### **Верхний, поздний ритм:**

Почва представлена горизонтами **А-АВ-ВСА**.

Горизонт АВ в виде узких клиньев – трещин, постепенно сужающихся и разбивающих горизонт ВСА и всю позднеплейстоценовую толщу и уходящих в олигоценый песок на глубину более 600 см. Мощность клиньев в основании 10-30 см. Горизонт ВСА выполняет межклиновое пространство.

При горизонтальной зачистке:

Почва представлена 4хгранными полигонами (условные прямоугольники) горизонта ВСА. Сторона “прямоугольника” 20-40 см. Горизонт АВ заполняет пространство между полигонами. Границы полигонов “оторочены” более прогумуссированным материалом, чем в центре клиньев-трещин.

#### **[АУmc]**

Представлен в виде ядра (глубина 190 см) и описан в юго-восточной части разреза. Диаметр ядра 20-25 см. Свежий, плотный. Резко выделяется по цвету: буровато-темно-палевый. Карбонатный мицелий. Среднесуглинистый, непрочно-комковатый. Расположен в центре клина.

#### **[АВmc] (123(125)-200)**

Свежий, тяжелосуглинистый, буровато-светло-палевый, непрочно призматический. Слабопористый, очень плотный. Обилие карбонатного псевдомицелия по трещинам. При подсыхании горизонт разбивает 4х-гранная трещинная сеть в виде прямоугольников. Граница клинообразная, переход заметный.

#### **[ВСАmc] (150-220)**

Неоднородный по окраске – чередование белесовато-светло-палевых и буровато-палевых субвертикальных полос. Тяжелосуглинистый, менее плотный, чем предыдущий. Обилие карбонатного псевдомицелия по граням структурных отдельностей, трещинам и порам. Непрочно-призматическая структура.

### **Нижний, более ранний ритм:**

#### **[АУmc]-[АВmc] (220-250)**

Представлен более мелкими клиньями (мощностью в основании до 10-20 см). При горизонтальной расчистке полигоны (горизонт ВСА) в виде условных прямоугольников, но более мелких, чем в первом ритме со сторонами до 20 см. Пространство между полигонами заполнено материалом горизонта [АУmc] и [АВmc]. Так же, по граням полигонов, на контакте горизонта АВ и ВСА, материал более прогумуссирован.

**[ABmc]** желтовато-буровато-палевый, пористый. Карбонатный псевдомицелий. Тонкие кутаны по крупным порам. Структура комковатая. Плотный, среднесуглинистый.

**[BCAmc] (220-260)**

Белесовато-палевый, менее плотный, среднесуглинистый. Глинисто-карбонатные кутаны по крупным порам. Обилие карбонатного псевдомицелия.

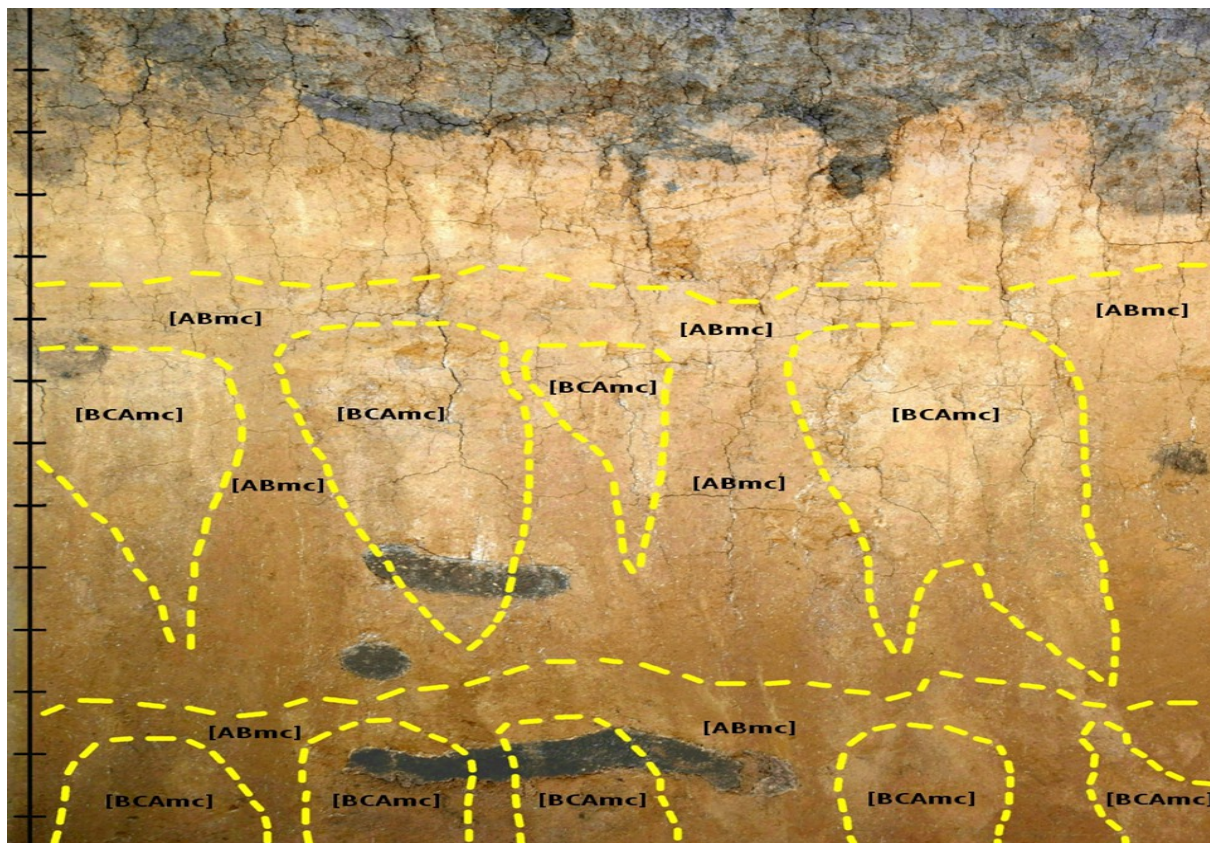


Рисунок 5. Клиновидная структура погребенных Брянских почв (МИС 3), разреза Я62-П15

**МИС 4**

**I педоседимент (260-320)**

Плотный, буровато-темно-палевый с желтым оттенком. Горизонт пронизан карбонатным мицелием, крупные поры выполнены марганцем, неравномерный по окраске. Вертикальные крупные клинья из вышележащего горизонта более бурые и охристые. Структура комковатая. В горизонте встречаются зоны с большим количеством карбонатных новообразований (карбонатные кутаны и журавчики). встречаются и глинистые кутаны.

В карбонатных зонах более легкий гранулометрический состав- легкий суглинок.

Окраска педоседимента связана с сетью тонких трещин и мелких клиньев из вышележащих горизонтов. Граница с нижележащим горизонтом слабоволнистая, переход по плотности, наличию кутан и гранулометрическому составу.

### **Педоседимент II (320-370)**

Окраска более бурая, меньше карбонатного мицелия, опесчаненный средний суглинок.

Тонкие глинистые кутаны встречаются редко, крупные поры выполнены марганцевыми кутанами.

Переход к нижележащему горизонту резкий по гранулометрическому составу, граница слабоволнистая.

### **370-390 (400)**

Переотложенный материал.

Чередующиеся прослойки супесчаного и суглинистого материала, по цвету и гранулометрическому составу повторяют вышележащий и нижележащий горизонты.

### **MIS5a-d**

#### **[G1] 390(400)-400(430)**

Буровато-светло-оливковый и буровато-темно-оливковый, плотный, тяжелый суглинок, порошистый, плитчатый/неясно плитчатый, встречаются железисто-марганцевые тонкие кутаны по ходам древних корней, по крупным порам встречаются карбонаты (редко).

Переход к нижележащему горизонту постепенный по цвету, гранулометрическому составу. Граница очень размытая, волнистая, кармановидная. В пределах восточной стенки глубокая промоина до 430 см.

В нижней части горизонт приобретает сероватый оттенок.

Горизонт выражен по всем четырем стенкам разреза, полностью перекрывает прогумусированный нижележащий горизонт. В толще всего горизонта видны мелкие тонкие трещинки 2-10 см (толщиной).

#### **[G2,h] 400(410)-420(440).**

Фрагментарный.

Выражен только на западной, восточной и северной стенках. Мощность: 10см на западной стенке, 10-15 см в центре северной стенки и опускается до 440см на западной стенке. На южной стенке горизонт выражен фрагментами- линзы 2-5-10 см.

К горизонту приурочены угольки, особенно хорошо видно на западной стенке в районе размыва. Структура неясно-призматическая, призматическая. Плотный, но менее плотный, чем вышележащий горизонт. Тяжелый суглинок. Цвет буровато-оливковый, неоднородный по окраске: встречаются темные прогумусированные зоны. Железисто-марганцевые примазки.

#### **[A] 395(435)-405(440)**



Мощность горизонта меняется: в центральной части Южной стенки 5-20 см, в Северной стенке 30-40 см, по Восточной стенке 5-30 см. По южной стенке, горизонт повторяет форму рельефа – граница в виде бугорков с рыхлым прогумуссированным материалом и зернистой структурой. В некоторых бугорках есть прямые и обратные кротовины (древние).

Бурый (темно-бурый), со стальным оттенком. Тяжелосуглинистый к глинистому. Структура плитчатая к мелко-плитчатой, в бугорках зернистая – возможно биотурбации и капролиты. Горизонт разбивают крупные трещины из MIS3, выполненные материалом их вышележащих горизонтов, и мелкие трещины из MIS4, выполненные карбонатами. Встречаются угольки.

Новообразования: псевдомицелий, крупные журавчики (5-7 см). Гран состав: средний суглинок слегка опесчаненный. Горизонт плотный, кроме бугорков – в бугорках рыхлый.

Переход неясный по цвету (в виде затеков и размазанных угольков) и грансоставу. Граница размытая.

#### **[G1] 405(440)-420(470)**

Неравномерно окрашен: желтовато-буровато-оливковый, в некоторых местах более сизый с серым оттенком, в некоторых более охристый. Комковатый. Тонкие глинистые кутаны по граням педов, крупные поры выполнены марганцем и карбонатами (по карбонатам оседает марганец).

Средний суглинок опесчаненный. Пронизан трещинами из вышележащих горизонтов. Редкие древние кротовины.

Переход по цвету и плотности, граница размытая.

#### **Клинья**

Все клинья имеют раздваиваются как корни, хвосты.

#### **Юго-восточный клин**

Самый большой. Глубина: **435-625** (до олигоценового песка). В основании клин 60 см. Форма в виде мешка. Оторочен прогумуссированным материалом бурого цвета.

Прогумуссированная оторочка (напоминает горизонт А – MIS5a-d): Структура непрочно-плитчатая с переходом к комковатой, зернистой (остаточнозернистой). По граням мелких структурных отдельностей глинисто-гумусовые тонкие, редкие кутаны. Средний суглинок. По крупным порам встречаются редкие марганцевые конкреции.

Ядро: более оглеено. Серовато-бурый с оливковым и немного желтоватым оттенком. Структура непрочно-плитчатая. Марганцевые конкреции по крупным порам. Легкий суглинок, ближе к среднему, опесчаненный.

В нижней части «мешок» в виде бороды: Многие трещины раздваиваются и уходят в песок.

#### **Клин по северо-западной стенке Глубина 410-540 см.**

По форме напоминает репу: округлой формы резко сужается к низу и заканчивается длинной трещиной, уходящей в песок. От главной трещины отходят более мелкие. Карбонаты по порам и трещинам.

Верхняя часть по цвету серовато-бурая с оливковым и желтовато-рыжим оттенком. Структура непрочно-призматическая, средний суглинок, железисто-марганцевые конкреции по порам.

Нижняя часть по цвету буровато-серая с сизым оттенком, структура комковатая, тяжелый суглинок. Ширина клина 80 см в основании, 65 см в широком месте «репки».

### **С-З и Ю-В клинья**

Скорее всего это один клин «разрезанный шурфом»

#### **Северный клин**

Кармановидный затек выходит из горизонта А и резко заканчивается на глубине 470 см. Далее трещины уходят в песок. По цвету однородный без гумусовых оторочек: буровато-палевый с оливковым и желтоватым оттенком. Структура непрочно призматическая, ближе к плитчатой. Карбонатный мицелий (червячки) по порам, марганцевые стяжения по порам. Легкий суглинок, опесчаненный. Ширина клина ~20 см.

#### **Южный клин**

Кармановидный затек в виде «прямоугольника» с высоты 510 до 590 см. Ширина около 20 см, в нижней части расклинивается на 2 хвоста-клина. Очень похож на кармановидный затек из северной стенки, но чуть более опесчанен. Структура, цвет, гранулометрический состав, новообразования идентичны. НО в песок не уходит.

С и Ю клинья – это однозначно один и тот же клин «разрезанный» шурфом.

### **MIS 5e**

Представлен горизонтами ВТ1 - ВТ2-G1, сформированными на олигоценовых песках. Верхние гумусовые горизонты отсутствуют.

### **[ВТ1] 420(470)-510(520)**

Ореховатый к мелкоореховатому, глинисто-железистые кутаны по граням педов, в некоторых местах перекрываются марганцевыми кутанами (по крупным вертикальным трещинам).

Горизонт имеет более оглеенные или опесчаненные полосчатые участки (в нижней части это проявляется сильнее). По гранулометрическому составу средний суглинок. По цвету: чередование неясных полос серовато-сизого оттенка и ржавых пятен с буровато-охристым оттенком (полосчато-мраморная окраска горизонта).

В верхней части прямые и обратные кротовины. Горизонт разбит трещинами из MIS 3, MIS 5a-d и клиньями.

Переход от ВТ1 к ВТ2 резкий по структуре и опесчаненности. Граница слабоволнистая.

Важно: хороший текстурный горизонт с сильно оглееными и опесчаненными вертикальными полосами, с «падением» на запад (возможно вторичное смещение после формирования).

**[BT2] 510(520)-590(600)**

Мелкоореховатая структура, среднесуглинистый, сильно опесчанен, содержит много железо-марганцевых конкреций и примазок, встречаются тонкие глинистые и железистые кутаны по граням педов. Так же, как и в вышележащем горизонте, наблюдаются вертикальные полосы (чередование оглеенного и опесчаненного материала, «падающие» на запад. Граница волнистая, переход резкий по плотности и гранулометрическому составу.

**[G1] 590(600)-600(610)**

Выражен фрагментарно, имеет белесовато-палевую с сизым оттенком, окраску, сильно опесчаненный средний суглинок, непрочно-мелкоплитчатая структура. Уплотнен. В некоторых местах заклинками уходит в песок.

Переход резкий, граница волнистая.

**600(610)~650-** Олигоценый тонкий песок.



## 2.2 Методы исследования

Для характеристики исследованных почв были определены:

- 1) водородный показатель водной суспензии почвы ( $pH_{H_2O}$ ) — потенциометрически,
- 2) содержание карбонатов — ацидиметрически,
- 3) ёмкость катионного обмена — методом вытеснения обменных ионов почвы ионами ( $Ba^{2+}$ ),
- 4) гигроскопическая влажность (ГВ, %) — термостатно-весовым методом,
- 5) потери при прокаливании — прокаливаем в муфеле при  $900^{\circ}C$ ,
- 6) содержание углерода органического вещества почв ( $C_{обш.}$ , %) — методом И.В. Тюрина.

Анализы были выполнены в соответствие с описаниями, приведенными в методических пособиях (Растворова, 1983; Химический анализ почв, 2000).

Тип гумуса ( $C_{ГК}/C_{ФК}$ ) определялся методом М. М. Кононовой и Н. П. Бельчиковой (1961).

Степень внутримолекулярной окисленности — расчетным методом (Пономарёва, Плотникова, 1967).

Содержание алифатических соединений на основе атомного отношения Н/С — расчетным методом (Кревелен ван, 1961).

Валовой химический анализ — с помощью рентгенофлуоресцентного силикатного анализа.

Определение углерода, водорода и азота — с помощью элементного анализатора Лесо СНН-628.

Определение легко-, средне- и трудноокисляемых фракций органического вещества почв — методом хемодеструкционного фракционирования (Попов, Цыплёнков, 1991; Попов и др., 2004).

Определение аморфных соединений железа — методом Тамма (Зонн, 1982).

Определение несиликатных форм соединений железа — методом Мера-Джексона (Зонн, 1982).

Определение частиц меньше 0,25 мм проводилось с помощью универсального лазерного дифракционного анализатора размера частиц SALD-2201 фирмы Shimadzu (Япония), укомплектованного ёмкостной кюветой. Фракцию 1–0,25 мм улавливали механическим путём, используя сито с диаметром ячейки 0,25 мм и проводя дальнейшее высушивание и взвешивание. Результаты дифрактометрического определения приводили к размерности фракций по Н.А. Качинскому.

### 3. Результаты исследования и обсуждение.

#### 3.1 Характеристика свойств объектов исследования.

Гранулометрический состав является очень важным свойством почвы. Он оказывает влияние на физические, химические, водные и воздушные свойства почвы. Определение гранулометрического состава почвы имеет большое значение при изучении генезиса почвы, поскольку он зависит не только от состава почвообразующей породы, а также и от процессов почвообразования.

В результате анализа гранулометрического состава погребенных брянских почв разреза Я62-П15 были установлены различия в содержании частиц разных фракций в почвах более раннего и позднего ритма почвообразования.

Ритм I. Почва, в соответствии с классификацией Н.А. Качинского (1958) по гранулометрическому составу мелкозёма относилась к легкоглинистой пылевато-иловатой (рис. 5; табл. 1). Прослеживалась некоторая дифференциация почвенного профиля по содержанию ила, а именно, относительно низкое содержание (26 %) этой фракции отмечалось в переходном горизонте [ABmc] по сравнению с горизонтами [AYmc] и [BCAmc], в которых содержание ила было одинаковым (32–34 %). Среди гранулометрических фракций преобладала лёссовидная (до 27 %) — фракция 0,05–0,01 мм. В перераспределении по профилю фракции крупной пыли было выявлено, что ее содержание немного снижалось в горизонте [ABmc] — до 17 %. Содержание крупного и среднего песка (фракция 1–0,25 мм) по профилю было равновеликим и относительно невысоким (3–4 %), исключение составлял горизонт [ABmc] (8 %). Перераспределение по профилю исследуемой почвы фракции мелкого песка (0,25–0,05 мм) наблюдалась та же тенденция: содержание по профилю варьировало от 12 до 15 % с заметной аккумуляцией в горизонте [ABmc] (30 %). В целом, наблюдалась слабая дифференциация различных гранулометрических частиц по профилю почвы.

Ритм II. Почва относилась к тяжелосуглинистой иловато-песчаной (рис. 5; табл. 1). Характеризовалась меньшей долей физической глины, включая все фракции, и большей долей фракции мелкого песка по сравнению с почвой ритма I. Более легкий гранулометрический состав брянской палеопочвы ритма II может объясняться её залеганием на опесчаненых педоседиментах, сформированных во время стадии МИС 4.

На основании анализа перераспределения гранулометрических фракций можно заключить, что почвы сравниваемых двух ритмов педогенеза брянского интерстадиала сформировались на отличающихся друг от друга почвообразующих породах. Это подтверждает выдвинутую гипотезу о ритмичности почвообразования исследованных нами брянских почв.

РИТМ I

РИТМ II

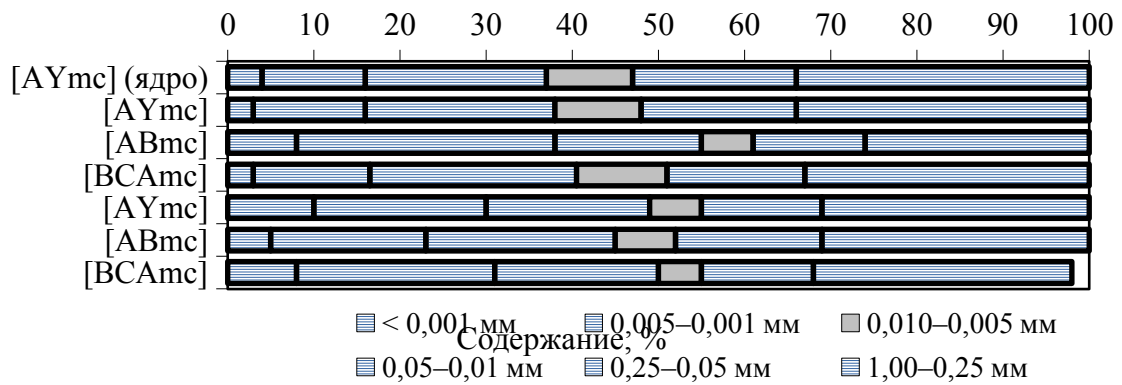


Рисунок 6. Соотношение содержания фракций гранулометрического состава брянских палепочв разреза Я62-П15

Таблица 1. Гранулометрический состав брянской палеопочвы разреза Я62-П15.

Генетический горизонт	Глубина взятия образца, см	Содержание фракций, %						
		1,00 – 0,25 мм	0,25–0,05 мм	0,05–0,01 мм	0,010 – 0,005 мм	0,005–0,001 мм	< 0,001 мм	< 0,01 мм
РИТМ I								
[AYmc] (ядро)	190-200	4	12	21	10	19	34	63
[AYmc]	200-210	3	13	22	10	18	34	62
[ABmc]	200-210	8	30	17	6	13	26	45
[BCAmc]	200-210	3	12	27	11	15	32	58
[BCAmc]	200-210	3	15	21	10	17	34	61
РИТМ II								
[AYmc]	230-240	15	19	17	5	12	32	49
[AYmc]	230-240	6	20	21	7	16	30	53
[ABmc]	230-240	5	21	21	6	17	30	53
[ABmc]	235-240	5	14	23	8	18	32	58
[BCAmc]	230-240	8	23	19	5	13	30	48

Продолжение табл. 1.

Генетический горизонт	Глубина взятия образца, см	Содержание фракций, %						
		1,00 – 0,25 мм	0,25– 0,05 мм	0,05– 0,01 мм	0,010 – 0,005 мм	0,005– 0,001 мм	< 0,001 мм	< 0,01 мм
Оценка варьирования								
$F_{05}$		2,50	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50
$F_{факт.}$		199,3	141,9	116,9	100,8	105,9	115,8	78,6
$НСР_{05}$		0,1	0,5	0,6	0,3	0,5	0,9	2,8

Исследование актуальной кислотности показало, что почвы характеризовались карбонатной буферностью, которой соответствует диапазон величин рН от 6,2 до 8,6. При этом более поздняя брянская почва (ритм I) была более щелочной по сравнению с более ранней (ритм II).

#### Ритм I

#### Ритм II

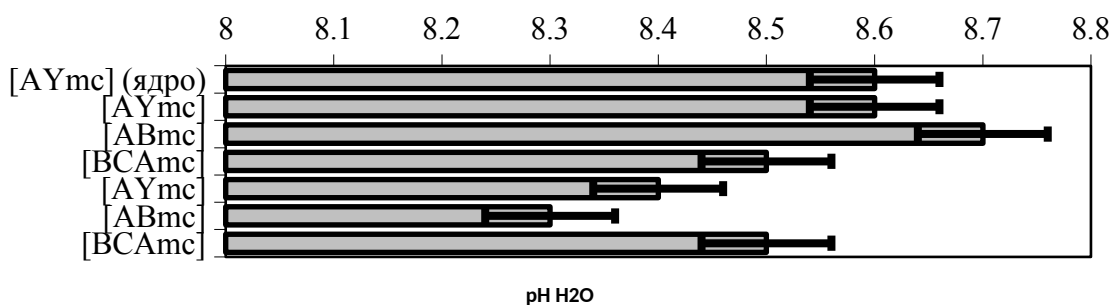


Рисунок 7. Значения водородного показателя водной вытяжки.

Сравнивая содержание карбонатов в профилях брянских почв, было выявлено, что в нижнем горизонте обеих почв [BCAmc] содержание карбонатов было больше, чем в выше лежащих горизонтах (рис. 8). Причем, в более поздней почве это различие было ярче.

## Ритм I

## Ритм II



Рисунок 8. Содержание углерода карбонатов в погребенных брянских почвах.

Нами была установлена тесная криволинейная взаимосвязь ( $r = 0,74$ ) между величинами pH и содержанием углерода карбонатов (рис. 9).

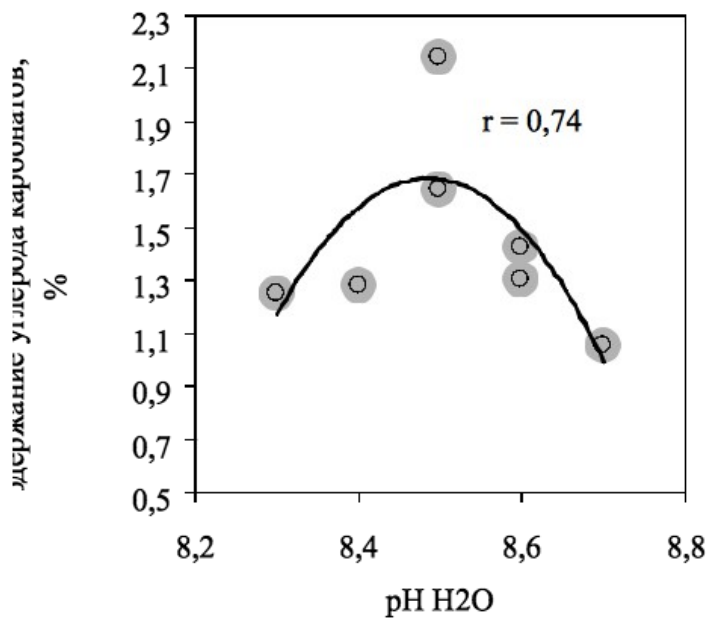


Рисунок 9. Взаимосвязь между величинами pH и содержанием углерода карбонатов.

### 3.2 Валовой химический состав.

Данные валового химического анализа почв имеют важное значение при изучении генезиса почв, так как сравнение элементного состава различных горизонтов дает возможность судить о направленности почвообразовательных процессов (Растворова и др., 1995).

В результате проведения валового химического анализа были установлены особенности химического состава для погребенных брянских почв I и II ритмов.

Ритм I. Дифференциация химических элементов по профилю очень слабая. Наблюдалось некоторое накопление  $\text{SiO}_2$  в переходном горизонте [ABmc], которое коррелирует с содержанием фракции мелкого песка в этом горизонте (оно также возрастает). Горизонт [ABmc] беднее относительно горизонтов [AYmc] и [BCAmc]: содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO и  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  здесь уменьшается. Соотношение  $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$  увеличивается в относительно обезыленном горизонте [ABmc].

Ритм II. В целом дифференциация по профилю химических элементов отсутствует. Однако отмечено обеднение полуторными окислами горизонта [BCAmc], что связано с более легким гранулометрическим составом горизонта и возможно, более бедной песчаной почвообразующей породой (педоседимент МИС4). Также в горизонте [BCAmc] наблюдается высокое содержание CaO, приуроченного к карбонатам. Брянская почва II ритма характеризуется большим содержанием кремнезема, чем в более поздней брянской почве ритма I и несколько меньшим содержанием полуторных оксидов. Это объясняется более низким содержанием илистой фракции в данном ритме.

Таким образом, выявленные закономерности распределения химических элементов по профилю говорили о наличии двух почв со своим генезисом.

Таблица 2. Валовой химический анализ брянской палеопочвы разреза Я62-П15 в пересчете на прокаленную навеску в %.

Горизонт	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	CaO	MgO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{SO}_3$	ППП, %
Ритм I											
[AYmc] (ядро)	69,5	12,2	5,0	0,8	0,1	7,6	1,6	0,9	2,1	0,1	1,9
[AYmc]	69,6	11,8	4,7	0,7	0,1	7,5	1,6	0,9	2,1	0,1	3,8
[ABmc]	75,4	9,2	4,7	0,6	0,1	6,2	1,2	0,6	1,7	0,1	3,9
[BCAmc]	68,3	11,4	4,5	0,8	0,1	9,4	1,4	0,8	2,1	0,1	5,7
Ритм II											
[AYmc]	73,0	10,4	4,3	0,7	0,1	7,4	1,3	0,6	1,8	0,1	5,2
[ABmc]	71,7	10,9	4,4	0,7	0,1	7,5	1,3	0,7	2,0	0,1	5,2
[BCAmc]	72,5	8,7	3,4	0,7	0,1	11,0	0,9	0,5	1,7	0,1	7,0

Оценка варьирования											
F <sub>05</sub>	2,40	2,40	2,40	2,40	2,40	2,40	2,40	2,40	2,40	2,40	2,40
F <sub>факт.</sub>	1,32	19,08	22,63	8,79	19,02	31,56	43,70	61,55	17,70	31,46	189,6
НСР <sub>05</sub>	1,58	0,07	0,03	0,004	0,001	0,05	0,01	0,005	0,01	0,001	0,03

### 3.3 Биохимические свойства.

Наибольшее содержание углерода органического вещества почв верхнего ритма было отмечено в наиболее сохранившемся фрагменте гумусового горизонта ритма I (ядро) (0,27%). Во II ритме содержание C<sub>орг</sub> достигала максимального значения в горизонте [ABmc] — 0,35 % (табл. 3).

В результате определения соотношения гуминовых и фульвокислот, было выявлено, что в брянской почве I ритма фульватный тип гумуса. В связи с крайне незначительным содержанием гуминовых кислот во II ритме рассчитать C<sub>гк</sub>/C<sub>фк</sub> не удалось. Это говорит о крайне фульватном типе гумуса. Состав гумуса свидетельствует о том, что почвы формировались в холодных и влажных условиях (Дергачева 1998).

Таблица 3. Групповой состав гумуса погребённых почв.

Горизонт	Глубина, см	Собщ., %	Содержание углерода, % от Собщ.			C <sub>гк</sub> /C <sub>фк</sub>
			Гуминовые кислоты	Фульво-кислоты	Негидро-лизуемый остаток	
Ритм I						
[AYmc] (ядро)	190	0,27	1,4	26,4	72,3	0,05
[AYmc]	123(125)-200	0,16	3,4	31,0	65,5	0,11
[ABmc]	123(125)-200	0,17	4,3	17,3	78,4	0,25
[BCAmc]	150-220	0,23	0,8	18,7	80,5	0,04
Ритм II						
[AYmc]	220-250	0,20	0	7,4	92,6	0
[ABmc]	220-250	0,35	0	8,5	91,5	0
[BCAmc]	220-260	0,25	0	24,2	75,8	0

Таблица 4. Групповой состав гумуса погребённых почв.

Горизонт	Глубина, см	Собщ., %	Содержание углерода, % от массы навески	C <sub>гк</sub> /C <sub>фк</sub>
----------	-------------	----------	---	----------------------------------

			Гуминовые кислоты	Фульво- кислоты	Негидро- лизуемый остаток	
Ритм I						
Amc (ядро)	190	0,27	0,00	0,07	0,20	0,05
Amc	123(125) -200	0,16	0,01	0,05	0,11	0,11
ABmc	123(125) -200	0,17	0,01	0,03	0,14	0,25
BCAmc	150-220	0,23	0,00	0,04	0,19	0,04
Ритм II						
Amc	220-250	0,20	0	0,02	0,19	0
ABmc	220-250	0,35	0	0,03	0,32	0
BCAmc	220-260	0,25	0	0,06	0,19	0

В результате хемодеструкционного фракционирования было выявлено преобладание трудноокисляемого органического вещества (рис. 10) в ПОВ обеих почв.

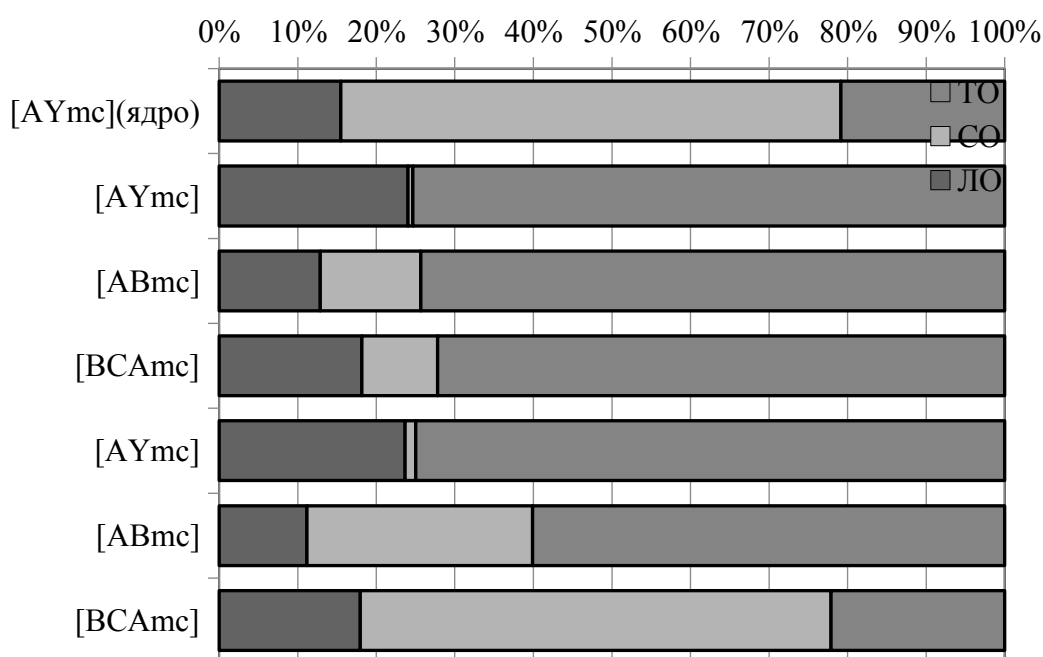


Рисунок 10. Относительное содержание легко-, средне- и трудноокисляемого почвенного органического вещества в разрезе Я62-П15.

В составе ПОВ ритма II доля трудноокисляемой фракции было меньше, чем в почве более позднего педогенеза. То есть в более влажных условиях органический материал подвергался более медленной деструкции.

Для характеристики ПОВ нами был определен элементный состав органической составляющей исследованных объектов (табл. ). На основе CHN рассчитаны степень



внутримолекулярной окисленности ( $\pm d$ ), атомные отношения (C/N и H/C) и доля алифатических соединений (табл. 5 )

Таблица 5. Содержание углерода ( $C_{орг.}$ ), азота ( $N_{орг.}$ ) и водорода ( $H_{орг.}$ ) органических соединений, степень внутримолекулярной окисленности ( $\pm d$ ), атомные отношения (C/N и H/C) и доля алифатических соединений.

Горизонт	Содержание, массовые %			$\pm d$ , %	C/N	H/C	$C_{алиф.}$ , %
	$C_{орг.}$	$N_{орг.}$	$H_{орг.}$				
Ритм I							
[AYmc] (ядро)	0,45	0,08	0,04	40,3	6,5	1,0	24,4
[AYmc]	0,22	0,06	0,03	26,5	4,4	1,4	53,1
[ABmc]	0,28	0,05	0,02	38,5	6,8	1,0	26,6
[BCAmc]	0,30	0,06	0,03	4,6	6,2	1,3	48,5
Ритм II							
[AYmc]	0,38	0,06	0,03	60,4	7,4	0,8	13,1
[AYmc]	0,19	0,05	0,03	-37,6	4,2	1,7	74,6
[ABmc]	0,30	0,06	0,03	36,3	5,8	1,1	29,6
[ABmc]	0,40	0,06	0,05	-29,4	8,3	1,5	61,4
[BCAmc]	0,13	0,05	0,02	-90,9	3,3	1,9	88,9

Для двух ритмов брянской палеопочвы была найдена степень внутримолекулярной окисленности органического вещества по формуле:

$$\pm d = \frac{(C_{CO_2} - C_{ox}) * 100}{C_{CO_2}}$$

где  $C_{CO_2}$  – содержание углерода органического вещества почвы, определение по учеты выделившегося углекислого газа, а  $C_{ox}$  определен методом Тюрина. В ритме I значения степени внутримолекулярной окисленности несколько выше, чем в ритме II. Значение этого показателя в карбонатно-аккумулятивном горизонте [BCAmc] ритма II уходит в отрицательный диапазон (рис. 11). На основании этого можно сделать вывод о различиях в окислительно-восстановительных условиях более позднего и раннего ритмов. Таким образом, в верхнем (позднем) ритме условия более окислительные, чем в нижнем (позднем), горизонт [BCAmc] которого характеризуется восстановительными условиями.

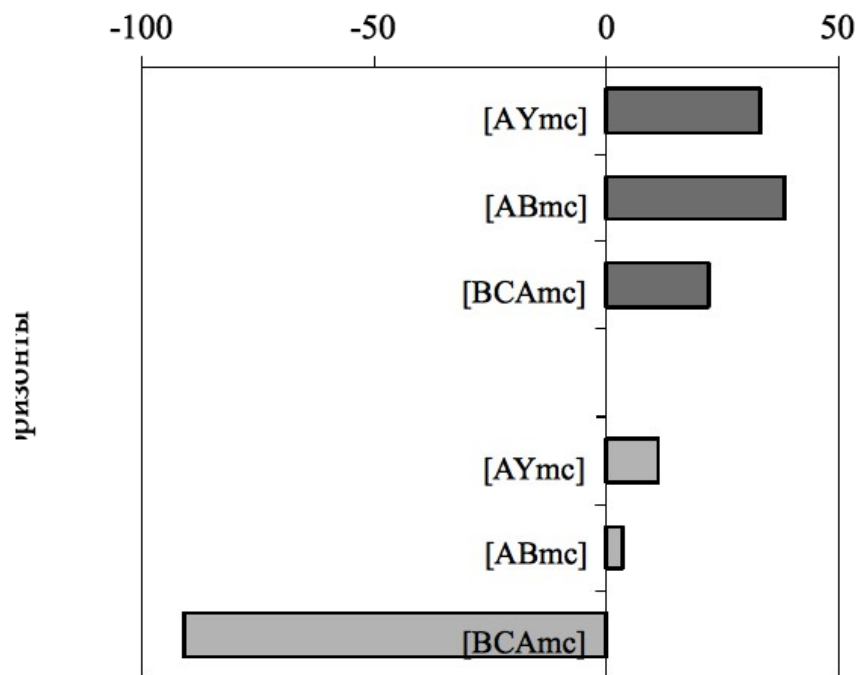


Рисунок 11. Степень внутримолекулярной окисленности органического вещества

Отмечено увеличение доли алифатических органических соединений в карбонатно-аккумулятивном горизонте [BCAmc] нижнего ритма (рис. 12).

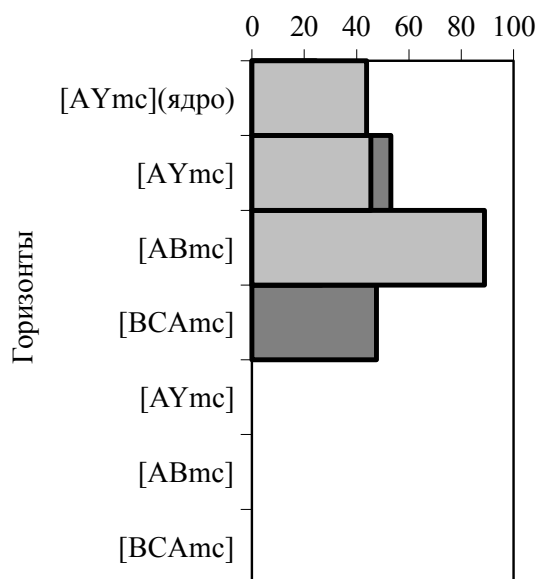


Рисунок 12. Доля алифатических соединений в составе ПОВ объектов исследования.

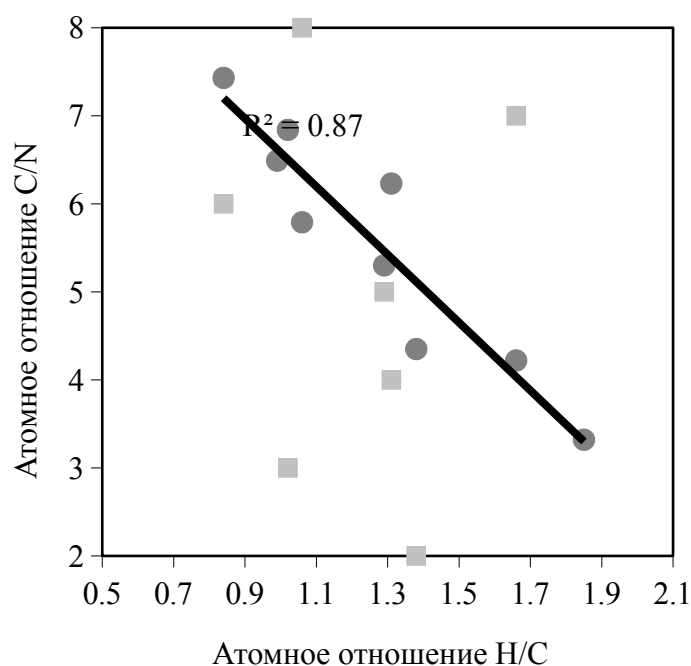


Рисунок 13. – Взаимосвязь между значениями атомных отношений Н/С и величинами атомных отношений С/Н.

Выявлена обратная тесная существенная взаимосвязь ( $r = - 0,93$ ) между степенью внутримолекулярной окисленности и атомным отношением Н/С органического вещества исследуемых объектов (рис.13). Чем выше степень внутримолекулярной окисленности, тем меньше величина атомного отношения Н/С в исследуемых объектах.

### 3.4 Групповой состав железа.

В результате проведения валового химического анализа было установлено, что дифференциация общего железа по профилю отсутствует. Также не выявлены различия в содержании валового железа в двух ритмах брянской почвы. Однако в горизонте [ВСА<sub>тс</sub>] нижнего (более раннего) ритма отмечено снижение его содержания, это можно объяснить разрушением первичных силикатов и накоплением продуктов их выветривания в вышележащих горизонтах. В горизонте [АУ<sub>тс</sub>](ядро) – наиболее сохранившемся фрагменте гумусового горизонта ритма I, содержание валового железа несколько выше, чем в других горизонтах. Это может быть связано с процессом биогенной аккумуляции.

Существует группировка почв по степени их ожелезненности на основании валового содержания железа: очень высокая при валовом содержании Fe > 30 %;

высокая – 30-10 %; умеренно высокая – 10-5 %; средняя – 5-3 %; умеренно низкая – 3-1 %; низкая – 1-0,5 %; очень низкая < 0,5 % (Водяницкий Ю.Н., 2002). На основании этого изученные брянские палеопочвы можно отнести к почвам со средней степенью ожелезненности.

Таблица 6. Групповой состав Fe в исследованной брянской палеопочве.

Горизонт	Глубина, см	Валовое, %	Силикатное, %*	Несиликатное, %*		
				Всего	Аморфное	Окис-талли-зованное
Ритм I						
[A <sub>Y</sub> mc] (ядро)	190	4,97	39,74	60,26	4,26	56,01
[A <sub>Y</sub> mc]	123(125)-200	4,75	51,48	48,52	4,64	43,89
[ABmc]	123(125)-200	4,74	22,89	77,11	4,50	72,62
[BCA <sub>mc</sub> ]	150-220	4,54	23,08	76,92	4,14	72,78
Ритм II						
[A <sub>Y</sub> mc]	220-250	4,25	47,48	52,52	3,95	48,58
[ABmc]	220-250	4,39	54,29	45,71	4,14	41,57
[BCA <sub>mc</sub> ]	220-260	3,37	21,79	78,21	4,89	73,32
Оценка варьирования						
F <sub>05</sub>		2,40	2,40	2,40	2,40	2,40
F <sub>факт.</sub>		22,63	3,56	4,12	7,15	25,43
HCP <sub>05</sub>		0,03	15,59	16,3	1,52	20,56

Примечание. \* — % от валового Fe.

В основном валовое железо представлено несиликатными формами, их содержание колеблется от 45 до 78 % от валового. В гумусовых горизонтах [A<sub>Y</sub>mc] обоих ритмов и горизонте [ABmc] ритма II количество силикатного и несиликатного железа различается не столь ярко и находится почти в равном соотношении (рис. 14). Отношение Fe<sub>c</sub>/Fe<sub>нес</sub> используется в качестве показателя интенсивности выветривания. Чем ниже значение этого показателя, тем сильнее протекают процессы выветривания (Зонн С.В., 1982). Более высокое значение Fe<sub>c</sub>/Fe<sub>нес</sub> в верхних горизонтах свидетельствует о более слабом процессе выветривания.

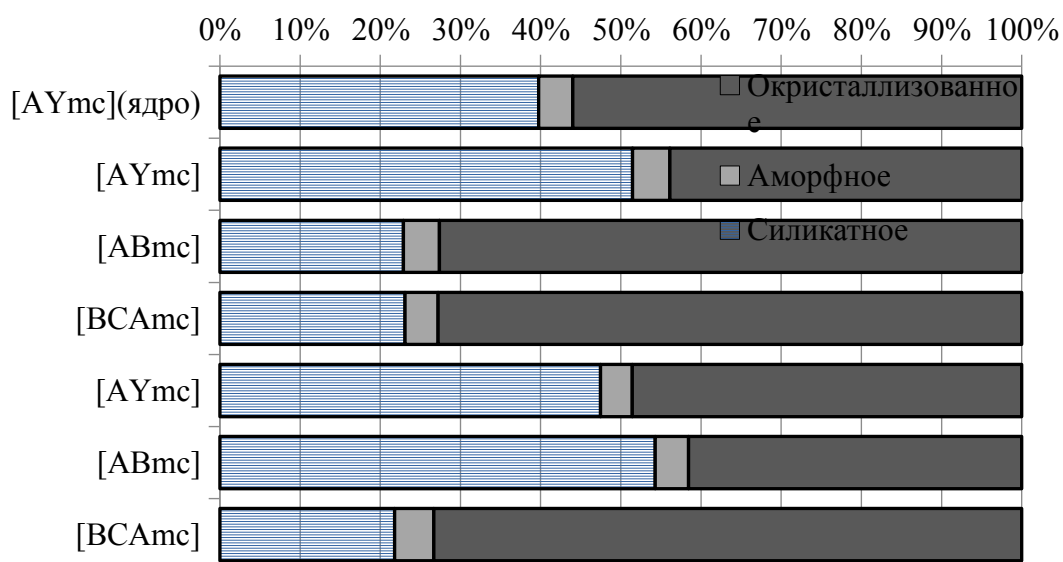


Рисунок 14. Соотношение форм Fe в изученной брянской палеопочве.

Выявлено относительно небольшое содержание аморфного железа (до 4,9 % от валового). Дифференциация аморфных форм по профилю отсутствует. Для представления о доле аморфных соединений железа в составе несиликатных широко используется коэффициент Швертмана. Также этот коэффициент рассматривается в качестве показателя гидроморфизма почвы. Рассчитанные значения коэффициента Швертмана являются низкими, что говорит об отсутствии переувлажнения в изучаемых почвах (табл. 6).

Еще одной важной характеристикой является степень оксидогенеза железа, которая выражается отношением несиликатного железа к его общему содержанию ( $Fe_{\text{нес}}/Fe_{\text{вал}}$ ). Ю.Н. Водяницким предложена детальная градация почв по степени оксидогенеза железа ( $Fe_{\text{нес}}/Fe_{\text{вал}}$ ): очень низкая –  $<0,25$ ; низкая –  $0,35-0,25$ ; умеренно низкая –  $0,45-0,35$ ; средняя –  $0,55-0,45$ ; умеренно высокая –  $0,65-0,55$ ; высокая –  $0,75-0,65$ ; очень высокая –  $>0,75$  (Водяницкий Ю.Н., 2002). Согласно этому показателю, более активное образование и трансформация оксидов и гидроксидов железа происходит в нижних аккумулятивно-карбонатных горизонтах [BCAmc] брянской палеопочвы обоих ритмов, тогда как в гумусовых горизонтах [AYmc] оксидогенез протекает не так интенсивно. По рассчитанным значениям данного показателя степень оксидогенеза характеризуется как высокая и очень высокая в горизонтах [BCAmc] и как средняя и умеренно высокая в горизонтах [AYmc].

Таблица 7. Значения коэффициента Швертмана, степени оксидогенеза и показателя интенсивности выветривания изученной брянской палеопочвы.

Горизонт	Глубина, см	Коэффициента Швертмана	Степень оксидогенеза $Fe_{\text{нес}}/Fe_{\text{вал}}$	Показатель интенсивности выветривания $Fe_c/Fe_{\text{нес}}$
Ритм I				
[AYmc](ядро)	190	0,07	0,60	0,66
[AYmc]	123(125)-200	0,10	0,49	1,06
[ABmc]	123(125)-200	0,05	0,77	0,30
[BCAmc]	150-220	0,06	0,77	0,30
Ритм II				
[AYmc]	220-250	0,08	0,52	0,91
[ABmc]	220-250	0,09	0,46	1,18
[BCAmc]	220-260	0,06	0,78	0,28

Установлены некоторые отличия в горизонтах [ABmc] двух ритмов. Интенсивность выветривания и степень оксидогенеза значительно выше в верхнем (более позднем ритме), чем в нижнем. Значение коэффициента Швертмана выше в горизонте [ABmc] ритма II, что, возможно, говорит о более увлажненных условиях, по сравнению с ритмом I (табл. 7).

Выявленное преобладание окристаллизованных форм железа говорит о длительности процессов выветривания. Их результатом было разрушение силикатных минералов железа с последующей трансформацией в различные несиликатные формы, которые в дальнейшем под действием окислительных условий преобразовались в окристаллизованные (табл. 7).

## **Выводы.**

Значения степени внутримолекулярной окисленности и доля алифатических соединений также свидетельствовали о более восстановительных условиях формирования почвы нижнего (раннего) ритма и более окислительных условиях верхнего.

Как следует из анализа данных группового состава железа, изученные почвы брянского интерстадиала сформировались в различных биоклиматических условиях: нижний (ранний) ритм имел признаки более сильного переувлажнения относительно верхнего.

Нами была выявлена обратная тесная существенная зависимость величинами степени внутримолекулярной окисленности и долей алифатических соединений.

Преобладание фульвокислот и негидролизуемого остатка в составе гумуса указывали, что почва раннего ритма формировалась в более влажных условиях, чем почва позднего ритма.

На основании изученных химических и биохимических свойств палеопочв брянского интерстадиала нам удалось выявить различия в биоклиматических условиях формирования каждого из двух ритмов брянского педогенеза.

### Список литературы.

- Александрова Л.Н. Гумусовый режим пахотных дерново-подзолистых почв и пути его регулирования // Гумус и почвообразование / Научн. труды Ленингр. с.-х. ин-та. Л.-Пушкин, 1977. Т. 329. С. 3–16.
- Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980. 287 с.
- Арчегова И.Б. Гумусообразование на севере Европейской территории СССР. Л.: Наука, 1985. 135 с.
- Бадер О. Н. Палеоэкология и люди стоянки Сунгирь // Палеоэкология древнего человека. М.: Науки, 1977.
- Берштейн В.А., Егоров В.М. Дифференциальная сканирующая калориметрия в физикохимии полимеров. – Л.: Химия, 1990. 256 с.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., Наука, 1972. С. 5–25.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация. – В кн.: Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.
- Водяницкий Ю. Н. Действие дитионитсодержащих реактивов на минералы в почвах // Почвоведение. 2002. № 5. С. 552–563.
- Водяницкий Ю.Н. Минералы железа как память почвенных процессов // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин.- М.: Издательство ЛКИ, 2008. – 692с., цв. вкл.
- Водяницкий Ю.Н., Шоба С.А. Дискуссионные вопросы интерпретации результатов химической экстракции соединений железа из почв // Почвоведение. — 2014. — № 6. — С. 697–704.



- Волобуев В.Р. Об основах генетической классификации почв // Почвоведение. 1964. № 12. С. 1–15.
- Гришина Л.А. Гумусообразование и гумусное состояние почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 242 с.
- Гришина Л.А., Орлов Д.С. Система показателей гумусного состояния почв // Проблемы почвоведения / Советские почвоведы к 6-му Междунар. конгрессу почвоведов в Канаде, 1978 г. М.: Наука, 1978. С. 42–47.
- Дергачева М.И. Динамичность как одно из свойств гумуса // Современные проблемы гумусообразования. Сыктывкар, 1986. С. 61–68.
- Дергачева М.И. Педогумусовый метод диагностики палеоклиматов // Проблемы климатических реконструкций в плейстоцене и голоцене Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиЭ СО РАН, 1998. С. 132–142.
- Егунов В.П. Введение в термический анализ: монография. Самара, 1996. 270 с.
- Зонн С.В. Железо в почвах. М.: Наука, 1982. - 208с.
- Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. Издательство: АН СССР, 1958 . 193 с.
- Комиссаров И.Д. Обработка почвы и трансформация органического вещества в ней // Проблемы земледелия. М., 1978. С. 151–168.
- Кононова М. М., Бельчикова Н. П. Ускоренные методы определения состава гумуса минеральных почв // Почвоведение. 1961. № 10. С. 75–88.
- Кононова М.М. Органическое вещество почвы, его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.
- Кревелен ван Д.В. Графостатистический метод изучения структуры и процессов образования углей // Химия твёрдого топлива. М.: Иностранная литература, 1951. Т. 2.
- Лыков А.М., Черников В.А., Боинчан Б.П. Оценка гумуса по характеристике его лабильной части // Известия Тимирязевск. с.-х. акад. 1981. Вып. 5. С. 65–70.
- Маркова А.К. Палеогеография верхнего плейстоцена по данным анализа ископаемых мелких млекопитающих верхнего и среднего Приднепровья. – В кн.: Проблемы

- региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. // М., 1975.
- Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М., Наука, 1981. с.281.
- Орлов Д. С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 325 с.
- Орлов Д. С. Химия почв: Учебник. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 376 с.
- Орлов Д. С. Гумусовые кислоты почв. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. 333 с.
- Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 254 с.
- Орлов Д.С., Дубин В.И., Елькина Д.М. Пиролиз и дифференциальный термоанализ гумусовых веществ почвы // Агрохимия: 1968. №1. С. 68-78.
- Палеогеография Европы за последние 100 тысяч лет. // под ред. Величко А.А., И.П. Герасимов М.: Наука, 1982.
- Пономарёва В. В., Плотникова Т. А. Некоторые данные о степени внутримолекулярной окисленности гумуса разных типов почв (к вопросу о переводном коэффициенте с углерода на гумус) // Почвоведение. 1967. № 7. С. 85–95.
- Пономарёва В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование (методы и результаты изучения). Л.: Наука, 1980. 222 с.
- Попов А. И. , Русаков А. В., Надпорожская М. А., Яковлева В. В. Использование хемодеструкционного фракционирования для оценки качественного состава почвенного органического вещества // Гумус и почвообразование / Сб. науч. трудов С.-Петербур. гос. аграрного ун-та. — СПб., 2004. С. 63–72.
- Попов А. И., Цыплёнков В. П. Патент РФ № 4921349 (004478). Способ определения форм гумуса / ЛГУ (СПбГУ) / Приоритет от 11.01.91, действует с 1994 г.
- Попов А.И., Русаков А.В., Надпорожская М.А., Яковлева В.В. Использование хемодеструкционного фракционирования для оценки качественного состава почвенного органического вещества // Гумус и почвообразование / Сб. науч. трудов С.-Петербур. гос. аграрного ун-та. СПб., 2004. С. 63–72.

- Попов А.И., Чертов О.Г. Биогеоценотическая роль органического вещества почв // Вестник С.-Петербур. ун-та. 1996. Серия 3. Биология. Вып. 2. С. 88–97.
- Пупков А.М. Окультуривание почв Нечернозёмной зоны РСФСР. Л., 1989. 20 с.
- Соколовский А. Н. Из области явлений, связанных с коллоидной частью почвы // Известия Петровск. с.-х. акад. 1919. Вып. 1–4. С. 85–225.
- Химический анализ почв. Учеб. пособие/ Растворова О. Г., Андреев Д. П., Гагарина Э. В., Касаткина Г. А., Федорова Н. Н. – СПб, 1995. 261 с.
- Beyer L. The chemical composition of soil organic matter in classical humic compound fractions and in bulk samples—a review // Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 1996. Bd. 159. S. 527–539.
- Beyer L., Wachendorf C., Koebbermann C. A simple wet chemical extraction procedure to characterize soil organic matter (SOM). I. Application and recovery rate // Commun. Soil Sci. Anal. 1993. V. 24. No 13–14. P. 1645–1663.
- Djuricic M., Murphy R.C., Vitorovic D., Biekmann K. Organic acids obtained by alkaline permanganate oxidation of kerogen from the Green River (Colorado) shale // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1971. Vol. 35. P. 1201–1207.
- Dormaer J.F. Alkaline cupric oxide oxidation of roots and alkaline-extractable organic matter of chernozemic soils // Can. J. Soil Sci. 1979. Vol. 59. No 11. P. 27–35.
- Hayes M.H.B. Concepts of the Origins, Composition, and Structure of Humic Substances // Advances in Soil Organic Matter Research: The Impact on Agriculture and Environment / Ed. W. S. Wilson. Advisory Eds T. R. G. Gray, D. J. Greenslade, R. M. Harrison and M. H. B. Hayes. Cambridge: The Royal Society of Chemistry, 1991. P. 299–314.
- Jenkinson D.S., Rayner J.H. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments // Soil Sci. 1977. V. 123. N 5. P. 298–305.
- Johnston A.E. Soil Fertility and Soil Organic Matter // Advances in Soil Organic Matter Research: The Impact on Agriculture and Environment / Ed. W. S. Wilson. Advisory Eds T. R. G. Gray, D. J. Greenslade, R. M. Harrison and M. H. B. Hayes. — Cambridge: The Royal Society of Chemistry, 1991. P. 299–314.

- Kiyoshi T., Shozo K. Shemical studies on soil humic acids. V. Degradation of humic acids with potassium hydroxide // *Soil Sci. and Plant Nutr.* 1979. V. 25. N 2. P. 183–195.
- Loginow W., Wisniewski W. Studies on humus fractioning based on its susceptibility to oxidizing agents // *Pol. Ecol. Stud.* 1979. V. 2. N 1. P. 43–51.
- Popov A. I., Chertov O. G., Nadporozhskaya M. A. et al. Using of chemodestruction fractionating for estimation of qualitative of soil organic matter // 18th Int. Meeting on Organic Geochemistry (Maastricht, The Netherlands, 22–26 September 1997 ya.) / Abstracts. Part II. / Forschungszentrum Jülich. 1997. P. 915–916.
- Rullkötter J., Michaelis W. The structure of kerogen and related materials. Areview of recent progress and future trends // *Organic geochemistry.* 1990. V. 16. N 4–6. P. 829–852.
- Schnitzer M. Humus Substances: Chemistry and Reactions // *Soil Organic Matter* / Eds. M. Schnitzer and S. U. Khan / Development of Soil Sci. No 8. Ottawa, 1978. P. 1–64.
- Schnitzer M. Skinner S.I.M. The peracetic acid oxidation of humic substances // *Soil Sci.* 1974. V. 118. N 5. P. 322–331.
- Shulten H.-R., Schnitzer M. Chemical model structures for soil organic matter and soils // *Soil Sci.* 1997. V. 162. N 2. P 15–130.
- Swift R.S. Organic Matter Characterization // *Methods of Soil Analysis / Part 3. Chemical Methods* / SSSA Book Series no. 5. – Madison, Segoe Rd: SSSA and ASA, 1996. P. 1011–1069.
- Wendlandt W. *Thermal Analysis / Chemical analysis / 3nd edition.* Vol. 19. – Wiley, 1986. 421 p.