

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования
«Уральский федеральный университет
имени первого Президента России Б.Н. Ельцина»

На правах рукописи



Учаев Антон Павлович

ПРИЗНАКИ ПЕДОГЕНЕЗА В СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ЮЖНОГО УРАЛА И РЕКОНСТРУКЦИЯ БИОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
НА ИХ ОСНОВЕ

03.02.13 – Почвоведение

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата биологических наук

Научный руководитель
кандидат биологических наук, доцент
Некрасова Ольга Анатольевна

Екатеринбург – 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМА ДИАГНОСТИКИ ПАЛЕОПОЧВ ПО ПРИЗНАКАМ ПЕДОГЕНЕЗА И РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА ИХ ОСНОВЕ.....	9
ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	27
2.1. Объекты исследования.....	27
2.2. Методы исследования.....	39
ГЛАВА 3. СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ КАК ОСНОВА ДИАГНОСТИКИ И РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОПРИРОДНОЙ СРЕДЫ.....	42
ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МИАССКОГО КАРЬЕРА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ И РЕКОНСТРУКЦИЯ БИОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ИХ ОСНОВЕ.....	66
4.1. Физико-химические свойства среднеплейстоценовых палеопочв и отложений.....	66
4.2. Состав гумуса палеопочв и отложений и диагностика палеопочв на его основе.....	98
4.3. Состав и свойства гуминовых кислот палеопочв и отложений и реконструкция биоклиматических условий на их основе.....	120
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	127
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	130

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Для обоснования прогнозов поведения природной среды в условиях антропогенного потепления климата важно знать ход и циклы ее изменения в ретроспективе, которые отражают как можно более длительный период палеогеографической истории Земли, поскольку это дает возможность вычленить антропогенную составляющую на фоне естественной эволюции. Данная проблема требует привлечения региональных материалов, обобщение которых в конечном итоге будет способствовать более точному прогнозированию природной среды в меняющихся условиях. При решении этой проблемы могут использоваться палеопочвы, поскольку они являются продуктом взаимодействия факторов-почвообразователей: биоты, климата, породы, рельефа и времени, и отражают эти взаимодействия в своем морфологическом облике и свойствах.

Одним из регионов, представляющих интерес для выявления особенностей природной среды в разные отрезки палеогеографической истории плейстоценового периода, является Урал, имеющий меридиональное расположение, обуславливающее его роль как климатораздела. Данные о биоклиматических условиях плейстоцена на Южном Урале пока малочисленны. Это затрудняет воссоздание непрерывного хода ландшафтно-климатических изменений в плейстоцене и получение качественных и количественных характеристик климата прошлого. В то же время палеопочвы в силу своего статуса как естественно-исторического тела представляют собой архив сведений об изменении условий за период своего формирования [Палеопочвы..., 2012] и поэтому в конечном итоге дают возможность восстанавливать ход эволюции природной среды в ретроспективе. Учитывая, что в отложениях Миасского карьера на Южном Урале вскрывается серия хорошо сохранившихся и четко прослеживаемых сарыкульских (миасских) палеопочв, маркируемых, согласно В. В. Стефановскому [1997], границей Брюнес-Матуяма, и соотносимых со средним плейстоценом [stratigraphy.org], а также перекрывающий его тыньинский

стратиграфический горизонт и расположенные выше последнего батуринские палеопочвы, представляется, что отложения этого карьера могут иметь большое значение для диагностики палеопочв и реконструкции условий среднего плейстоцена на Южном Урале.

Новые материалы и выводы о развитии природной среды среднего плейстоцена на территории Южного Урала будут способствовать решению сложной и актуальной проблемы современности – установлению общих и частных закономерностей эволюции ландшафтно-климатических условий в плейстоценовую эпоху.

Степень разработанности темы исследования подробно рассмотрена в главе 1.

Цель исследования – диагностировать по признакам педогенеза среднеплейстоценовые почвы Южного Урала с целью реконструкции на их основе биоклиматических условий этого периода и встраивания их в систему разновозрастных палеопочв Урала.

Задачи исследования:

1. Изучить морфологические, физико-химические свойства, состав гумуса и основные характеристики гуминовых кислот среднеплейстоценовых палеопочв, вскрытых в обнажении отложений Миасского карьера на Южном Урале, выявить их специфику как диагностирующих признаков палеопедогенеза и выделить на их основе палеопочвы.

2. Обобщить литературные и оригинальные материалы по составу гумуса и гуминовых кислот современных почв Южного Урала и прилегающих территорий с целью составления рецентной (современной) основы для диагностики палеопочв и реконструкции природной среды их формирования педогумусовым методом.

3. Используя разработанную рецентную основу, определить соответствие сохраняющихся во времени признаков педогенеза палеопочв таковым современных почв Южного Урала и прилегающих территорий.

4. На основе комплекса признаков педогенеза в палеопочвах среднего плейстоцена на Южном Урале, имеющих значимость для диагностики

палеоприродной среды, реконструировать биоклиматические условия их формирования.

Научная новизна диссертационного исследования заключается в следующем:

- впервые выявлены специфические признаки педогенеза в среднеплейстоценовых отложениях Миасского карьера на Южном Урале и на их основе выделена серия палеопочв в пределах сарыкульского (миасского), тыньинского и батуринского стратиграфических горизонтов;

- показано, что основные изученные характеристики физико-химического состава, а также состава, свойств гуминовых кислот и соотношения их с другими компонентами гумуса палеопочв, выделенных в разных стратиграфических подразделениях, имеют специфичные поля распределений их величин, которые совпадают с таковыми типовых особенностей аналогов современных почв степных – тундровых биоклиматических условий, свидетельствуя, согласно принципу актуализма, об аналогичных природных условиях их формирования;

- впервые определено, что условия педогенеза в начале среднего плейстоцена на территории восточного склона Южного Урала соответствовали лесостепным обстановкам с периодом биологической активности более 150 дней, а распространенные там палеопочвы были аналогами современных черноземов, формирующихся в условиях лесостепи;

- впервые выявлено, что отложения тыньинского стратиграфического горизонта характеризуются уменьшением интенсивности педогенной переработанности осадков от их подошвы к кровле и изменением природной обстановки до условий лесотундры – тундры;

- впервые установлен тренд изменения природной среды в среднем плейстоцене на Южном Урале и рассчитан диапазон периода биологической активности (ПБА) в течение отрезка времени 800–600 тыс. л. н., лежащий в пределах 55–165 дней и соответствующий смене природной обстановки от аналогов условий южной лесостепи через северную лесостепь до тундровых условий и затем через северную лесостепь к условиям умеренно-засушливой степи.

Теоретическая и практическая значимость. Установленные в среднеплейстоценовых палеопочвах Миасского карьера Южного Урала специфические характеристики позволят встроить их в систему разновозрастных почв Урала. Материалы и выводы диссертации могут использоваться при решении широкого круга вопросов, относящихся к проблемам экологии и палеоэкологии природной среды, а также эволюции почв и условий почвообразования. Они могут способствовать обоснованию прогнозов поведения природной среды на изученных и аналогичных им территориях.

Полученные данные могут использоваться в учебном процессе в вузах соответствующего профиля при чтении лекций по палеопочвоведению, палеогеографии, эволюции и экологии почв.

Методология и методы исследования. В основе исследования лежат системный, сравнительно-экологический и сравнительно-аналитический подходы, а также общепринятые методы и методики изучения почв, палеопочв и их гумусовых веществ.

Положения, выносимые на защиту:

1. Использованная совокупность характеристик морфологии, физико-химических свойств и гумусовой составляющей сарыкульских палеопочв, маркированных границей Брюнес-Матуяма, позволила выявить, что условия педогенеза в начале среднего плейстоцена на территории восточного склона Южного Урала соответствовали лесостепным обстановкам с периодом биологической активности более 150 дней, а палеопочвы были аналогами современных черноземов, формирующихся в условиях лесостепи.

2. Полученные материалы изучения отложений тыннинского стратиграфического горизонта (аналога MIS 18) свидетельствуют о слабой их переработанности процессами педогенеза, уменьшении интенсивности последних от подошвы к кровле отложений и о природной обстановке, изменяющейся в диапазоне лесотундра – тундра.

Личный вклад. Автором совместно с научным руководителем определены цель и задачи исследования, самостоятельно проведено полевое и лабораторное

изучение почв, интерпретированы полученные материалы, на основе которых сформулированы и обоснованы защищаемые положения и выводы работы.

Достоверность материалов и выводов определяется значительным объемом данных, полученных с использованием современных методов анализа, а также применением статистических методов обработки результатов.

Апробация работы. Основные результаты работы представлены в виде устных докладов на V, VI, VII, VIII и IX Международных научных молодежных школах по палеопочвоведению «Палеопочвы – хранители информации о природной среде прошлого» (Новосибирск – Володарка, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018), на Всероссийском конгрессе молодых биологов «Симбиоз-Россия 2014» (Екатеринбург, 2014), на V Международной научной конференции «Отражение био-, гео-, антропосферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове» (Томск, 2015), VII Всероссийской научно-практической конференции «Проблемы экологии Южного Урала» (Оренбург, 2015), VII съезде Общества почвоведов им. В. В. Докучаева (Белгород, 2016), Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 50-летию Института почвоведения и агрохимии СО РАН (Новосибирск, 2018), на Пятой Европейской конференции по мерзлотоведению (Шамони, Франция, 2018).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 20 работ, в том числе 5 статей в рецензируемых журналах, включенных в Перечень изданий, рекомендованных ВАК при Минобрнауки России для опубликования результатов диссертаций, и 1 статья в издании, входящем в международную базу Web of Science.

Структура диссертации. Диссертация изложена на 156 страницах, состоит из введения, 4 глав, заключения, списка литературы, представленного 266 наименованиями (в т.ч. 38 иностранных), включает 26 рисунков и 20 таблиц.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю кандидату биологических наук, доценту Ольге Анатольевне Некрасовой за оказанное внимание, поддержку и помощь в осмыслении материала. Автор благодарит главного научного сотрудника

лаборатории биогеоценологии Института почвоведения и агрохимии СО РАН (г. Новосибирск), доктора биологических наук, профессора Марию Ивановну Дергачеву за ценные советы и возможность использовать базу данных по эколого-гумусовым связям, а также заведующего лабораторией филогенетики и биохронологии Института экологии растений и животных УрО РАН (г. Екатеринбург), доктора биологических наук, профессора Александра Васильевича Бородина за содействие в организации полевых работ. Благодарю научного сотрудника лаборатории биогеоценологии Института почвоведения и агрохимии СО РАН (г. Новосибирск), кандидата биологических наук Наталью Леонидовну Бажину за помощь при выполнении аналитических работ и сотрудников Департамента наук о Земле и космосе Уральского федерального университета имени первого Президента России Б.Н. Ельцина – за долготерпение.

ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМА ДИАГНОСТИКИ ПАЛЕОПОЧВ ПО ПРИЗНАКАМ ПЕДОГЕНЕЗА И РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА ИХ ОСНОВЕ

Диагностика палеопочв является первым этапом при проведении реконструкции палеоприродных условий, поскольку почвы любого возраста являются функцией взаимодействия факторов почвообразования (биоты, рельефа, климата, породы и времени), а также представляют собой архив сведений об изменении природных условий в процессе их формирования [Палеопочвы..., 2012].

Признаки педогенеза для характеристики ранне- и среднеплейстоценовых палеопочв начали применять в 60–70-е годы прошлого века [Добродеев, Глушанкова, 1968 ; Морозова, 1971 ; Глушанкова, 1971 а, б ; Добродеев, 1971 ; Свиточ и др., 1972 ; Веклич и др., 1973 ; Палеопедология, 1974 ; Сиренко, 1974, 1977 ; Болиховская и др., 1976 ; Разрез ..., 1976, 1978 ; Дергачева, Зыкина, 1978 и др.].

На первом этапе комплекс показателей, используемых при диагностике современных почв, механически переносился на палеопочвы, поэтому наиболее успешное их применение для реконструкции древней палеоприродной среды стало возможным позднее, когда исследователями были получены материалы, которые позволили оценить значение каждого из используемых признаков в случае применения их к палеопочвам ранне- и среднеплейстоценового периода. Чаще всего палеопочвы разного возраста отмечались авторами в отложениях по морфологической их выраженности с целью проведения локальных и глобальных стратиграфических корреляций. Поскольку палеопочвы могли формироваться во время разных по длительности и интенсивности потеплений климата в определенные эпохи почвообразования, они несли в своем морфологическом облике характерные черты, которые и использовались широко авторами для этих целей [Волков, 1971 ; Величко, 1973 ; Веклич, 1982 ; Веклич и др., 1982 ; Волков, 1983 и др.]. Позднее по признакам и свойствам палеопочв

плейстоцена не только поздних, но и ранних его этапов, начали проводиться реконструкции древних ландшафтных условий или биоклиматических обстановок [Сиренко, 1977, 1982 ; Морозова, 1981 ; Зыкина и др., 1981 ; Величко, Морозова, 1982 ; Веклич, 1982 ; Волков, Зыкина, 1982 ; Сиренко, Турло, 1986 ; Дергачева, Зыкина, 1988 ; Дергачева и др., 2000 и др.].

В это же время Н. А. Сиренко [1974, 1977] в своих работах обращала внимание на сохранность признаков педогенеза даже в палеопочвах ранних этапов плейстоценовой эпохи.

Со временем набор признаков педогенеза, применяемых при диагностике палеопочв и реконструкции природной среды, постепенно расширялся.

Начиная с работы О. А. Чичаговой [1961], для проведения палеоклиматических реконструкций стали использоваться характеристики гумуса палеопочв, поскольку его образование имеет зональный характер, что находит свое отражение в устойчивых во времени характеристиках этого компонента [Глушанкова, Аммосова, 1974 ; Бирюкова, Орлов, 1978 ; Дергачева, Зыкина, 1978, 1988 и др.]. Однако в первый период признаки гумусовой составляющей использовали только для палеопочв позднего плейстоцена и голоцена и в основном как один из признаков в комплексе показателей, их характеризующих.

В 80–90-е годы XX столетия специфику гумусовой составляющей почв стали применять при диагностике также ранне- и среднеплейстоценовых палеопочв, что наиболее полно на этот момент отражено в опубликованных работах [Длусский и др., 1997 ; Дергачева, Зыкина, 1988 ; Дергачева, 1998 и др.].

В настоящий период при изучении отложений ранних этапов плейстоцена авторами часто только фиксируется присутствие палеопочв по морфологии отложений [Gendlera et al., 2006 ; Velichko et al., 2006 ; Faustov et al., 2009 ; Zeng et al., 2016 и др.], но в последний период все чаще приводятся разнообразные их характеристики, по которым проводятся реконструкции палеоприродной среды этого отрезка плейстоцена [Дергачева и др., 2000 ; Зыкина, Зыкин, 2012 ; Панин, 2015 ; Макеев и др., 2016, 2017 ; Русаков и др., 2017 ; Velichko et al. 2009 а, б ; Zykina, Zykina, 2008 ; Zykina, Zykin, 2015 ; Nawrocki et al., 2016 ; Poch, 2017 ; Rusakov et al., 2018 ; Panin et al., 2018; и др.].

Однако для среднего плейстоцена восточных предгорий Южного Урала подобные реконструкции, проведенные палеопедологическими методами, ранее не осуществлялись.

Для осуществления диагностики палеопочв и природных условий их формирования могут применяться разные признаки педогенеза, как отдельные компоненты почвы или диагностические горизонты, так и в случае хорошей сохранности – полный почвенный профиль [Морозова, 1971, 1981 ; Сиренко, 1974 ; Александровский, 1983 ; Дергачева и др., 1984 ; Иванов, 1992 ; Дергачева, 1997, 2018 ; Палеопочвы..., 2012 и др.].

В настоящее время существует много работ, отражающих значимость тех или иных почвенных признаков, используемых при палеорекострукциях, однако большинство из них оценивают возможность их применения и надежность при реконструкции позднеплейстоцен-голоценового отрезка времени. Наиболее обстоятельно оценка признаков педогенеза для реконструкции древней природной среды раннего и среднего плейстоцена и плиоцена описана в ранних работах [Морозова, 1971, 1981 ; Сиренко, 1974, 1977 ; Палеопедология, 1974 ; Дергачева, Зыкина, 1988 ; Дергачева и др., 2000 ; Dlusskii et al., 1997 и др.], а также в работах нового тысячелетия [Палеопочвы ..., 2012 ; Зыкина, Зыкин, 2012 ; Панин, 2015 ; Дергачева, 2018 ; Retallack, 2001 и др.].

Среди существующих методов, в основе которых лежат те или иные характеристики почв, применяемые при палеорекострукциях древней природной среды рассматриваемого нами периода, наиболее часто используются признаки педогенеза, содержащиеся в почвенной массе, свойства отдельных (чаще гумусово-аккумулятивных) или совокупности сохранившихся горизонтов, и реже – распределение свойств в полном почвенном профиле, поскольку среди ранне- и среднеплейстоценовых почв хорошей сохранности профили встречаются крайне редко.

При изучении ранне- и среднеплейстоценовых палеопочв в первую очередь начали использоваться их морфологические признаки, авторы тщательно описывали их визуальный облик.

Т. Д. Морозова [1971] отмечала, что после погребения древние почвы постепенно преобразуются, утрачивая свои первоначальные свойства и приобретая ряд новых. Было установлено, что вновь приобретенные вторичные признаки – диагенетические или педометаморфические [Герасимов, 1961] – имеют особое значение при изучении древних палеопочв.

В одной из первых работ, посвященных среднеплейстоценовым палеопочвам [Морозова, 1971], указывалось на их плохую сохранность на одном из ключевых участков: потерю окраски, сильную уплотненность, присутствие новообразований в виде вторичных соединений железа или легкорастворимых солей, гипса и карбонатов, тогда как на другом – отмечалась большая мощность ископаемой почвы (3,5 м), которую автор связывала с большой продолжительностью периода ее формирования и полигенетическим характером. Автор также отмечала резкое уменьшение содержания гумуса в изучаемых почвах, не превышающее 0,4–0,8 %, и сделала вывод о том, что при изучении таких древних палеопочв следует главным образом учитывать строение их минеральной части.

В более поздних работах [Морозова, 1981 ; Сиренко, Турло, 1986] говорилось о том, что содержание и распределение органического углерода в профиле палеопочв дает представление о процессе гумусонакопления и его интенсивности в ходе формирования толщи отложений и может использоваться при изучении толщ отложений, вмещающих палеопочвы. Другими авторами [Дергачева, Зыкина, 1988] при обобщении имеющихся публикаций было показано, что внутрипрофильное изменение органического углерода не зависит от абсолютного возраста, его распределение по профилю является специфичным для палеопочв разного генезиса и отвечает в целом современным аналогам: в палеопочвах степного и сухостепного ряда количество гумуса убывает с глубиной постепенно, в почвах таежных условий – резко, в лесостепных палеопочвах встречаются все переходные варианты. Несмотря на очень низкие величины содержания органического углерода ($C_{орг.}$), составляющие десятые доли процента в изучаемых толщах и невысокие перепады этого компонента между

гумусово-аккумулятивными горизонтами и остальной толщей отложений, данный показатель успешно использовался для дифференцирования палеопочвенных профилей на горизонты.

Позже стали накапливаться данные об информативной значимости отдельных морфологических признаков ранне- и среднелейстоценовых палеопочв для их диагностики.

Несмотря на то, что на мощность палеопочв и их отдельных горизонтов влияет положение в геоморфологическом профиле и литологический состав почвообразующих пород, их профиль несет информацию о биоклиматических условиях периода формирования. Было установлено, что длительность эпох почвообразования, приуроченных к потеплениям климата, на протяжении квартала направленно уменьшалась [Методика ..., 1979 ; Величко, 1981 ; Сиренко, 1982]. Так, мощные, глубоковыветрелые, достигающие 5 м профили нижнелейстоценовых палеопочв отражали теплые и влажные условия формирования, в то время как малая, редко превышающая 1 м, мощность верхнелейстоценовых почв была связана с аридизацией климата.

В работе Н. А. Сиренко [1974] указывается на трудности выделения границ горизонтов палеопочв, поскольку верхняя часто бывает пронизана клиньями и трещинами различной природы (термическими, криогенными и др.), а нижняя – может иметь неровную форму и постепенный переход к следующему горизонту. Непросто выделить четкие границы и между отдельными стадиями почв в пределах почвенных свит, потому что они могут перекрывать одна другую. Часто встречающиеся различия в мощностях горизонтов палеопочв и сходных с ними современных почв объяснялись отличающимися от современных условиями их формирования.

Было установлено, что формирующийся в процессе почвообразования основной тон почвы хорошо сохраняется при ее переходе в ископаемое состояние, однако оттенки тональности палеопочв могут изменяться во время фоссилизации (например, за счет возможного образования вторичных карбонатов и гипса, вызывающих появление белесоватого оттенка или вторичного оглеения,

способствующего возникновению сизоватости и пятнистости), но в целом цвет (окраска) разновозрастных палеопочв представляет устойчивый признак [Сиренко, 1974].

Отмечалось, что неоднородная окраска (пятнистость, мраморовидность, полосчатость и др.), часто встречающаяся в палеопочвах плейстоценовой эпохи, скорее всего, связана как с процессами древнего почвообразования (ходы землероев, новообразования и т.д.), так и с диагенетическими преобразованиями (последующее перемешивание почвенного материала из-за вторичных деформаций, обесцвечивание от вторичного оглеения и др.) [Сиренко, 1974]. Кроме того, влияние на окраску почв и палеопочв могут оказывать гранулометрический состав, структура и степень увлажнения. Так, почвы легкого гранулометрического состава приобретали более светлую, но при этом яркую окраску, оструктуренные почвы влажных условий с высоким содержанием ила характеризовались более темной окраской по сравнению с их пылеватыми слабо оструктуренными аналогами [Сиренко, 1974].

Н. А. Сиренко [1974] было установлено, что в ископаемых почвах не все виды структур могут быть четко выражены. По ее мнению, в палеопочвах четвертичного периода хорошо сохраняется и поэтому может быть надежным диагностическим признаком лишь ореховатая, призматическая, столбчатая и в некоторой степени глыбистая структуры, поскольку указанные структурные агрегаты защищены от разрушения плотной коркой, образующейся при высыхании покрывающей их пленки органо-минеральных коллоидов. Комковатая и зернистая структура, характерная для черноземных, лугово-черноземных и луговых почв, имели слабую выраженность в палеопочвах, что, по всей видимости, было связано с диагенетическими разрушениями этих структур. Кроме того, отдельные виды структур палеопочв в сухом состоянии сохраняли форму и прочность, особенно это было характерно для глинистых палеопочв, в то же время увлажнение почв песчанистого гранулометрического состава приводило к разрушению их структуры.

Палеопочвы отличаются от современных аналогов более высоким уплотнением, что, как правило, отмечалось при их описании, которое могло быть связано как с потерей ими органического вещества, так и сдавливанием перекрывающими их толщами осадков, а также подверженности различным процессам, сопутствующим фоссилизации [Сиренко, 1974]. Так, нередко палеопочвы тяжелосуглинистого и глинистого гранулометрического состава приобретали признаки слитости, вязкости, пластичности при вторичных процессах оглеения, лёссовые палеопочвы практически все в той или иной степени были вторично оглеены вследствие большей способности по сравнению с перекрывающей лёссовой толщей удерживать влагу, а их отдельные генетические горизонты различались по степени уплотнения: гумусовые горизонты были значительно более рыхлые, чем иллювиальные и переходные.

В ранне- и среднеплейстоценовых палеопочвах отмечались новообразования, во многих случаях представленные карбонатами в виде тонкодисперсных выделений, сплошной пропитки и мучнистых затеков по трещинам, ходам корней и порам. Как указывалось в работе Н. А. Сиренко [1974], методической трудностью при диагностике палеопочв по новообразованиям карбонатов являлась сложность в определении первичности или вторичности их происхождения. Однако, несмотря на то, что карбонатные новообразования палеопочв в принципе подвержены процессу диагенеза в ходе возможной перекристаллизации, разрушения конкреций или образования новых, автор считает, что в той или иной мере они могут нести отпечаток условий своего формирования, поскольку отдельные типы палеопочв, сходные с современными черноземными почвами, во многих случаях содержали аналогичные им формы карбонатных новообразований (псевдомицелий, белоглазку или журавчики).

С. С. Морозов [1964] и Н. И. Кригер [1965] писали о некоторых закономерностях географического распространения карбонатов и о связи с условиями древнего почвообразования, которые не исключают влияния фактора рельефа или уровня и режима грунтовых вод на процесс формирования карбонатных конкреций в частных случаях.

Позже Н. А. Сиренко [1974] также отмечала, что разновозрастные и разнотипные плейстоценовые палеопочвы содержат карбонатные новообразования, при этом наблюдается географическая зональность в содержании, формах и распределении по профилю новообразований CaCO_3 в зависимости от их возраста и, как правило, более молодые палеопочвы содержат больше карбонатов, более древние являются более выщелоченными. Указывалось, что некоторые палеопочвы характеризуются распределением по профилю карбонатов, аналогичным отдельным типам современных почв, при этом бескарбонатные палеопочвы (или их отдельные горизонты) по ряду морфологических признаков сходны с современными серыми и бурыми лесными почвами или черноземами оподзоленными. Такие почвы часто неравномерно вскипали от 10 % соляной кислоты: в средней части профиля обнаруживались отдельные выщелоченные участки с минимальным содержанием карбонатов, что могло указывать на их вторичное проникновение из перекрывающей толщи осадочных пород в верхние горизонты почвы. Несмотря на сплошную окарбоначенность профиля палеопочв степного типа, в них часто выделялся карбонатный горизонт, находящийся либо в нижней части профиля, либо в почвообразующей породе.

По мнению Н. А. Сиренко [1974], менее надежными индикаторами древнего почвообразования являлись выцветы легкорастворимых солей, при этом она указывала, что новообразования гидроксидов железа и марганца (марганцевых дендритов, пленок, натеков, примазок и дробовидных конкреций) можно использовать в диагностике плейстоценовых палеопочв. Кроме того, хорошая сохранность в палеопочвах была установлена для кремнеземистой присыпки, образующейся под влиянием таких почвенных процессов как подзолообразование, осолодение и др., покрывающей стенки трещин, пор, а также поверхности и грани структурных отдельностей переходных и иллювиальных горизонтов палеопочв в виде тонкого, едва заметного налета или сплошного мучнистого слоя, пятен, языков.

В то же время в работе М. И. Дергачевой с соавторами [1984] указывалось на меньшую устойчивость в палеопочвах первичных новообразований солей, гипса, железистых и марганцевистых, которые по этой причине могут использоваться при палеогеографических реконструкциях лишь в качестве дополнительных.

Особое внимание при изучении ранне- и среднеплейстоценовых палеопочв уделялось новообразованиям биологического происхождения – червороинам, кротовинам и другим индикаторам прошлой фаунистической активности [Сиренко, 1974]. Отмечалось, что разная окраска кротовин может указывать на ранее существовавшую стадию почвообразования, которая перекрылась последующей стадией или была разрушена и не прослеживается в обнажении.

В работе М. И. Дергачевой с соавторами [1984] указывалось, что такой показатель как гранулометрический состав палеопочв позволяет судить о перераспределении некоторых фракций по профилю древних почв и устанавливать оглиненность отдельных горизонтов, вызванную определенными почвенными процессами. Скорость оглинивания контролируется климатическими условиями, определяющими количество циклов увлажнения – высыхания и промерзания – оттаивания [Соколова, Дронова, 2008]. По мнению А. Н. Геннадиева и Т. А. Соколовой [1977], скорость прироста ила может составлять десятки килограммов на гектар в год в верхней полуметровой толще. Как правило, максимальная степень оглинивания соответствует верхнему слою почвы мощностью 20–30 см, но в некоторых почвах температура почвы переходит через 0° максимальное число дней в году не в верхних горизонтах, а на глубине второго полуметра (например, в слабоподзоленных поверхностно-оглееных таежных почвах Западной Сибири), что ведет к оглиниванию на этой глубине [Федорова, Ярилова, 1972]. Считается, что многие изменения глин происходят необратимо, и признаки этих изменений могут сохраняться в профиле в течение неопределенно долгого времени, в отличие от изменений ряда других почвенных характеристик, которые быстро стираются в ходе эволюции

[Федорова, Ярилова, 1972]. Аналогичного мнения о том, что изменения гранулометрического состава палеопочв в процессе диагенеза не происходит, придерживается И. В. Иванов [1992].

При интерпретации данных по распределению гранулометрических фракций в палеопочве основную сложность может представлять встречающееся иногда незакономерное изменение отдельных фракций по глубине профиля, вызванное неоднородностью материнской породы [Дергачева, 1997, 2007].

Работами В. Ф. Бабанина [1972], А. Ф. Вадюниной, В. Ф. Бабанина [1972, 1974], Е. И. Вириной [1972], Е. И. Вириной, С. С. Фаустова [1973], В. Ф. Бабанина и др. [1995]; Палеопочвы... [2012], Н. Neumeister, J. Peshel [1968], S. P. Vonder Naas, W. H. Johnson [1973] и других исследователей было установлено, что по изменению удельной магнитной восприимчивости (способности почв намагничиваться при нахождении в магнитном поле) с глубиной в пределах почвенного профиля можно четко фиксировать его дифференциацию на горизонты, поэтому на основании значений магнитной восприимчивости можно выделять гумусовые горизонты палеопочв. Величина магнитной восприимчивости, обусловленная преобладанием сильномагнитных минералов – ферромагнетиков, отражает особенности магнитных свойств почвенных компонентов [Лукшин и др., 1974 ; Бабанин и др., 1995]. В автоморфных почвах магнитная восприимчивость обладает большей величиной по сравнению с породой [Бабанин и др., 1995], напротив, избыточное увлажнение снижает этот показатель в два и более раз. Магнитная восприимчивость может использоваться в качестве дополнительного признака при реконструкции условий формирования палеопочв [Ломов, Пеньков, 1979 ; Фаустов и др., 1986 ; Дергачева и др., 2000 ; Алексеев и др., 2003, 2004 ; Палеопочвы ..., 2012 ; Калинин, Алексеев, 2017 и др.].

Что касается еще одного показателя палеопочв – значений pH, то уже первыми авторами, кто использовал эту характеристику, было отмечено, что реакция среды относится к неустойчивым признакам, изменяющимся в результате вторичных преобразований [Морозова, 1975 ; Bronger, 1974 и др.].

Начиная с работ О. А. Чичаговой [1961], Т. Д. Морозовой, О. А. Чичаговой [1968], О. П. Добродеева и Н. И. Глушанковой [1968] было установлено, что соотношение гуминовых кислот и фульвокислот закономерно изменяется в палеопочвах в зональном аспекте и увеличивается при переходе от палеопочв подзолистого типа к черноземным палеопочвам и при этом соответствует его величинам в аналогичных типах современных почв. В составе гумуса этого ряда палеопочв наблюдается возрастание относительного содержания фракции гуминовых кислот, связанной с кальцием, и уменьшение доли бурых гуминовых кислот, однако характерное для современных почв соотношение главных групп гумусовых веществ в них сохраняется. Так, соотношение Сгк:Сфк в ископаемых плейстоценовых дерново-подзолистых, серых лесных почвах и черноземах близко к таковому в современных аналогах этих почв на Русской равнине. Таким образом, было показано, что групповой состав гумуса является надежным диагностическим и классификационным признаком и свойства гумуса могут быть использованы при реконструкции условий формирования палеопочв.

То, что соотношение основных компонентов в гумусе отражает природные условия периода его формирования, было подтверждено многими более поздними работами [Глушанкова, 1972, 1994 ; Бирюкова, 1978 ; Бирюкова, Орлов, 1980 ; Дергачева, Зыкина, 1978, 1988; Дергачева, 1984, 1989 и др.]. По мнению Д. С. Орлова [1979], групповой состав гумуса относится к признакам, формирующимся длительный период времени и столь же долго сохраняющимся. Фракционный состав гумусовых веществ считается слабоустойчивым в геологических масштабах времени [Дергачева, 2008], поэтому в качестве одного из комплекса диагностических признаков при диагностике древних почв стало активно использоваться соотношение гуминовых кислот и фульвокислот [Дергачева, Зыкина, 1988; Дергачева, 1997, 2018; Dergacheva, 2003; Fedeneva, Dergacheva, 2006; Dergacheva et.al., 2016 а, б]. Имеются работы, в которых показано, что использование группового состава гумуса в отложениях плейстоценового времени существенно облегчает реконструкцию условий формирования палеопочв и отложений [Дервянко и др., 1990 ; Феденева, 1992 ;

Дергачева и др., 1995 а, б, 2000, 2006 ; Вашукевич, 1996 ; Проблемы палеоэкологии..., 1998 ; Некрасова, 2002а ; Dergacheva et al., 2016 а, б], хотя и не может быть самостоятельным.

Следует отметить, что изучение древних палеопочв сопряжено с рядом методологических и методических трудностей, связанных с интерпретацией полученных данных, на которые указывали многие авторы [Морозова, 1963, 1975, 1981 ; Руэ, 1968 ; Ливеровский, 1973 ; Сиренко, 1974, 1979 ; Глушанкова, Аммосова, 1974 ; Плюснин, 1975 ; Чалышев, 1978 ; Зыкина и др., 1981 ; Дергачева и др., 1984].

Необходимо учитывать, что при проведении диагностики палеоприродной среды некоторые признаки связаны между собой. Это облегчает проведение диагностики древних почв и палеопедогенеза. Например, между процессами накопления гумуса и ила существует взаимосвязь: накопление гумуса сопровождается оглиниванием. При этом если происходит одновременное накопление этих компонентов, то в этом случае имеет место черноземообразование, при большем – ила и невысоком – гумуса – буроземообразование. Надежную систему показателей также дает сочетание характера распределения по профилю гумуса и карбонатов, а также гумуса и магнитной восприимчивости. Так, в лесостепных условиях и в степных с умеренным увлажнением максимум содержания карбонатов кальция лежит ниже максимума накопления гумуса. В условиях сухой степи и полупустыни глубины положения максимума накопления гумуса и карбонатов, как правило, совпадают [Палеопочвы ..., 2012].

Использование классического – профильного – метода диагностики палеопочв, основанного на выявлении взаимосвязи и распределения веществ во всем почвенном профиле, не всегда возможно при изучении древних почв этого возраста, поскольку их почвенные профили могут иметь недостаточно хорошую сохранность или присутствие морфологически невыраженных признаков, формировавшихся в течение кратковременных эпизодов смены природных

условий, по длительности меньше характерного времени, необходимого для их образования.

В этих ситуациях оказалось возможным проведение диагностики педогумусовым методом, при котором среди диагностических признаков выделяются продукты органо-минеральных взаимодействий – гумусовые вещества, ряд свойств которых сохраняет свои показатели в рамках типовых особенностей почв и содержит информацию о природной среде их формирования [Дергачева, 1997, 1998 а, б, 2008; 2011, 2018]. Характеристики продуктов органо-минеральных взаимодействий позволяют проводить палеореконструкции очень детально, в том числе и для ледниковых эпох [Дергачева, 2018 ; Dergacheva, 2005 ; Dergacheva et al., 2018 ; Lefort et al., 2018 и др.]. При этом наибольшую диагностическую ценность для палеореконструкций представляют показатели состава и строения гуминовых кислот, являющихся аккумулятивным компонентом гумуса, сохраняющимся на месте своего образования. Гуминовые кислоты отражают в своем составе, структуре и свойствах особенности современной биоклиматической обстановки, в которой они формируются [Тюрин, 1949 ; Кононова, 1963 ; Орлов, 1974, Дергачева и др., 2012 а, б, 2015 ; Бажина, 2016 ; Бажина, Ондар, 2013 ; Дергачева, 2018 и др.], часть характеристик их состава и свойств сохраняется во времени [Дергачева, 2008, 2018], что позволяет использовать такие показатели при реконструкции палеоприродной среды.

В частности, важную информацию о принципах строения макромолекул гуминовых кислот дает их элементный состав. Соотношение основных структурных элементов гуминовых кислот отражает особенности макромолекул, связанные с их генезисом и направленностью процесса гумусообразования, что показано во многих работах [Орлов, 1974, 1990 ; Дергачева 2003, 2018 ; Дергачева и др., 2002, 2012 а,б ; Бажина и др., 2013 ; Некрасова, 2002а, 2013 ; Некрасова, Учаев, 2015 ; Бажина, 2016 и др.]. Соотношение элементов в гуминовых кислотах является одним из самых специфичных и сохраняющихся во времени показателей [Дергачева, 1989, 2008, 2018 ; Дергачева и др., 2012 а, б и др.] и может использоваться как один из **основных** признаков при реконструкции

палеоэкологических условий [Дергачева, 1997, 2006, 2008, 2012, 2018 ; Дергачева и др., 2012 а, б ; Некрасова, 2002а, 2013 ; Dergacheva et al., 2016 а, б].

Для проведения реконструкций природных обстановок прошлого необходим статистически значимый массив данных, характеризующих этот компонент гумуса в современных почвах разных условий формирования. Чем многообразнее будет набор характеристик экологических условий функционирования почв и больше массивы данных по составу, строению и свойствам гуминовых кислот, тем достовернее будут проводимые палеорекострукции.

Кроме того, о степени бензоидности макромолекул гуминовых кислот, соотношении в них доли ароматических и алифатических структур дают информацию электронные спектры поглощения гуминовых кислот в УФ и видимой части спектра. Для гуминовых кислот главным образом применяются два коэффициента – цветности и экстинкции. Коэффициент цветности $E_4:E_6$ [Welte, 1955] представляет собой отношение оптических плотностей при длинах волн 474 и 666 нм. Д. С. Орловым [1974] было предложено использовать длины волн 465 и 650 нм. Коэффициент экстинкции ($E^{0,001\text{ГК}}$), предложенный Д. С. Орловым, представляет собой значение оптической плотности гуминовой кислоты при $\lambda=465$ нм, толщине слоя $l=1$ см и концентрации беззольной ГК, равной 0,001 %. Показано, что характеристики электронных спектров гуминовых кислот специфичны в разных типах почв [Кононова, Бельчикова, 1950 ; Бельчикова, 1951 ; Плотникова, 1972 ; Дергачева, 1972 ; Орлов, 1974, 1990 ; Дергачева и др., 2002, 2015 ; Бажина и др., 2013, 2014 и др.], поэтому для характеристики палеопочв, стратификации толщи отложений и реконструкции условий древнего почвообразования широко применяются показатели оптических свойств гуминовых кислот [Морозова, Чичагова, 1968 ; Глушанкова, 1972 ; Глушанкова, Аммосова, 1974 ; Бирюкова, 1978 ; Дергачева, Зыкина, 1978, 1988 ; Дергачева и др., 2000, 2002, 2006 ; Дергачева, 2018 и др.].

Изучение инфракрасных спектров гуминовых кислот повышает возможности расшифровки их строения и позволяет выявить их индивидуальные

особенности. Гуминовые кислоты палеопочв, как и современных почв, характеризуются большим набором полос поглощения, которые соответствуют широкому ряду различных атомных группировок в макромолекуле гуминовой кислоты [Орлов, 1990] и при общем мотиве построения имеют особенности, позволяющие выявить изменения, происходящие в геологические отрезки времени [Дергачева 1997]. Метод инфракрасной спектроскопии основан на взаимодействии исследуемого объекта с электромагнитными колебаниями в диапазоне волн 2,0–25,0 мкм. Преимуществом инфракрасной спектроскопии является возможность исследования почв и почвенных компонентов без применения химических воздействий, т.е. без нарушения связей. Возможность проведения исследования при наличии микроколичеств вещества позволяет фиксировать гуминовые кислоты в палеопочве даже в случае их присутствия в виде следов [Дергачева, 2018 ; Dergacheva, 2005 ; Dergacheva et al., 2018 ; Lefort et al., 2018]. Расшифровка инфракрасных спектров при почвенных и палеопочвенных исследованиях проводится на основе таблиц, составленных Д. С. Орловым [1974], и при помощи специальных монографических работ по инфракрасной спектроскопии сложных соединений [Беллами, 1963 ; Наканиси, 1965 ; Збиден, 1966 и др.].

Спектры флуоресценции позволяют получать информацию об электронном состоянии гуминовых кислот почв разных условий формирования через выявление изменения степени их насыщенности высокосопряженными ароматическими структурами. В последнее время флуоресцентная спектроскопия все больше входит в практику по изучению свойств гуминовых кислот [Ширшова, 1991 ; Лаврик и др., 1999, 2000, 2002, 2006 ; Дергачева и др., 2002 ; Ширшова и др., 2004, 2006, 2013 ; Senesi et al., 1991 ; Miano et al., 1992 ; Shirshova et al., 2006, 2009 и др.]. Спектры флуоресценции имеют полосы в определенном спектральном диапазоне. Изменение положения максимума флуоресценции позволяет получить информацию об изменении степени сопряженности гуминовой кислоты, а изменение ширины полосы спектра свидетельствует об изменении степени конденсированности макромолекулы ГК, которое также количественно отражается на величине первого момента [Паркер, 1968; Senesi et al., 1991].

«Химически зрелые» гуминовые кислоты с присутствием высокосопреженных ароматических систем имеют в спектрах флуоресценции максимумы в длинноволновой части (красная область), а слабогумифицированные гуминовые кислоты с простой ароматической структурой – в коротковолновой (синяя область)» [Паркер, 1972]. Различия в спектрах флуоресценции гуминовых кислот выявляются при использовании величины первого момента, представляющего собой средневзвешенное значение частоты контура флуоресценции [Лаврик и др., 2000, 2002] и отношения интегральных интенсивностей в длинноволновой и коротковолновой областях спектра.

Таким образом, многочисленные исследования показали, что комплекс специфичных по отношению к природной среде и сохраняющихся во времени морфологических и аналитических признаков педогенеза позволяет проводить диагностику палеоприродной среды. В ряде случаев реконструкция биоклиматических условий может успешно проводиться только при использовании характеристик состава, строения и свойств гуминовых кислот и их соотношения с основными компонентами гумуса.

В комплекс признаков педогумусового метода диагностики и реконструкции палеоприродной среды введена характеристика магнитной восприимчивости [Дергачева, 1997], поэтому при проведении реконструкций этим методом, как правило, используется данный показатель [Вашукевич, 1996 ; Дервянко, Дергачева, 1998 ; Дервянко и др., 1998, 2006 ; Дергачева и др., 1995 а, б, 2000, 2006 ; Лбова и др., 2003, 2005 ; Дергачева, Феденева, 2010 ; Некрасова и др., 2016 ; Учаев и др., 2018 а ; Fedeneva, Dergacheva, 2003, 2006 ; Dergacheva et. al., 2016 а, б и др.].

В обобщающей монографии «Память почв» [2008] рассматриваются разные возможности для трактовки состава различных форм карбонатных новообразований в палеопочвах. Например, по конкрециям, слоистым натекам и кутанам можно поэтапно реконструировать изменения условий, а в случае отсутствия перекристаллизации их внутренняя часть соответствует наиболее древним условиям. Установлено, что ряд параметров, такие как твердые

карбонатные конкреции (журавчики), запасы карбонатов в двухметровой толще профиля почвы, могут оставаться неизменными в течение длительного времени [Хохлова, 2008]. Оптимальным индикатором палеоусловий является закономерное сочетание различных форм карбонатных новообразований и изменение их относительного содержания по профилю почвы [Ковда, 2008].

В последнее время в качестве дополнительного признака при изучении плейстоценовых палеопочв используется содержание поглощенного Ca^{2+} и Mg^{2+} [Дергачева, 1997 ; Феденева и др., 2003 ; Некрасова и др., 2016 ; Учаев и др., 2018 а ; Dergacheva et.al., 2016 а и др.]. В современных почвах степных умеренно увлажненных условий соотношение долей кальция и магния чаще всего составляет 3:1 и больше, в засушливых степных и полупустынных условиях доля Mg^{2+} в составе обменных катионов возрастает до 40–60 %, причем этот признак является устойчивым во времени. Однако в некоторых случаях повышенная доля магния в составе обменных катионов может свидетельствовать о наличии гидроморфных условий формирования палеопочв. Особенно показатель соотношения поглощенных катионов и их перераспределения в профиле палеопочв информативен при диагностике условий образования почв в случае их формирования на однородной толще [Дергачева, 1997].

Иногда в палеопочвах определяется содержание и распределение аморфных форм соединений железа [Палеопочвы..., 2012], которые образуются либо при высвобождении Fe^{3+} из силикатов на первых стадиях выветривания, либо при сезонном и постоянном переувлажнении из восстановленных форм железа. Считается, что аморфное железо выполняет структурообразующую функцию в почвах и может перемещаться в почвенном профиле только в процессе лессиважа, с коллоидными формами. Значительное количество аморфных форм железа может указывать на то, что оно образуется в сухие периоды из закисных соединений [Зонн, 1982]. Эта характеристика почвенной массы может использоваться как дополнительный признак при диагностике условий формирования палеопочв на качественном уровне.

Рассмотренные выше показатели состава и строения палеопочв в различных сочетаниях используются при проведении диагностики палеоприродной среды, в том числе плейстоценовой эпохи [Дергачева и др., 1995, 2000, 2006 ; Алексеев и др., 2003, 2004 ; Хохлова и др., 2004, 2008, 2013 ; Хохлова, 2007 ; Седов и др., 2010 ; Хохлова, Ковда, 2012 ; Дергачева, 2007, 2018 ; Губин, Лупачев, 2012 ; Учаев и др., 2015 ; Седов, 2016 ; Некрасова и др., 2016 ; Чендев и др., 2017 ; Becze-Deak et al., 1997 ; Rutter et al., 2006 ; Velichko et al., 2009 ; Bidegain et al., 2009 ; Rusakov et al., 2015 ; Zykin, Zykina, 2015 ; Nawrocki et al., 2016 ; Dergacheva et al., 2016 а, б ; Vlamincx et al., 2016 ; Zeng, 2016 ; Makeev et al., 2019 и др.]

Следует отметить, что разные авторы применяют и другие признаки при исследовании палеопочв (минералогические, микроморфологические, физические и др.), однако в данной главе мы оценивали тот комплекс характеристик, который использовался в настоящей работе.

Проведенный анализ литературы выявил, что для диагностики палеоприродной среды и климата прошлого широко применяются разные признаки педогенеза, как почвенный профиль и изменение в нем разных показателей вещественного состава, так и характеристики отдельных (чаще всего, гумусо-аккумулятивных) горизонтов или свойства отдельных компонентов почвы. Признаками, используемыми в качестве диагностических при анализе палеопочв, могут служить те, которые являются специфичными по отношению к природной среде и сохраняются во времени. В ряде случаев реконструкция биоклиматических условий возможна только по одному из продуктов органо-минеральных взаимодействий – гуминовым кислотам, специфичным по составу, строению и соотношению с другими компонентами гумусовых веществ.

При проведении диагностики палеоприродной среды по признакам педогенеза разного уровня принято сопоставлять устойчивые во времени показатели состава и свойств древних почв с аналогичными для современных, что и позволяет проводить реконструкцию экологических условий формирования первых методом актуализма.

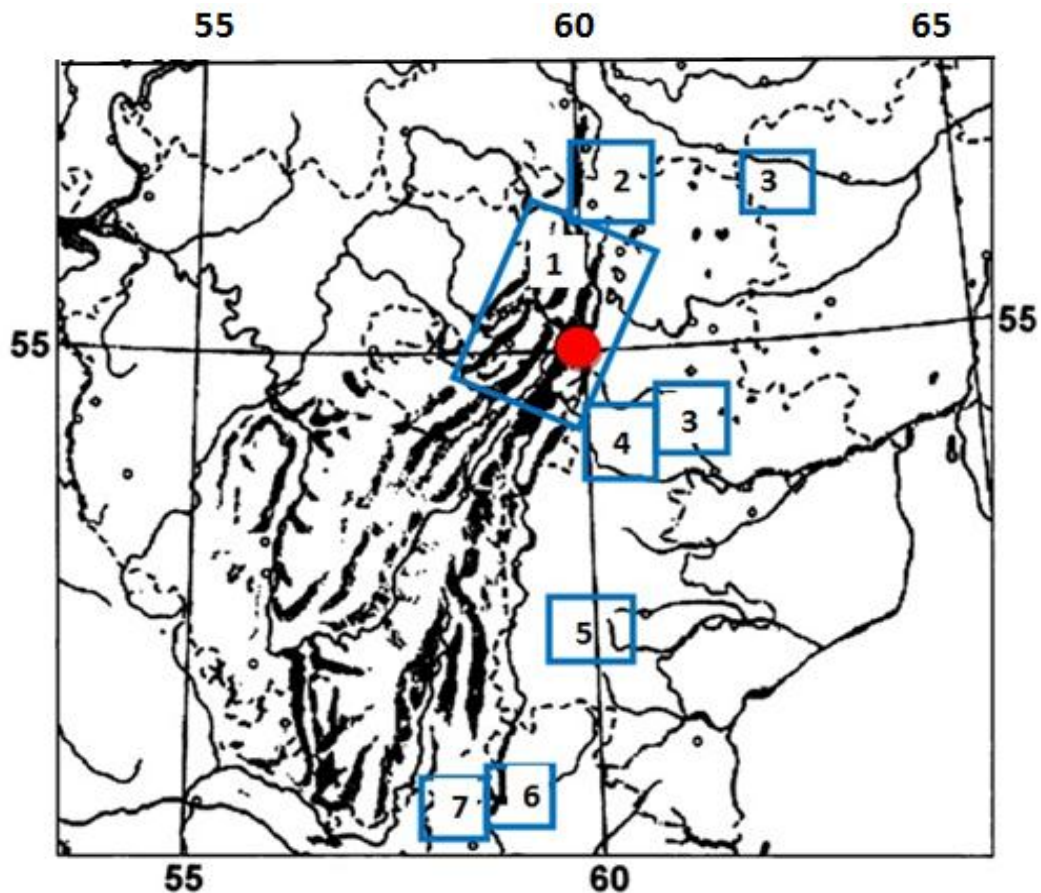
ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Объекты исследования

В качестве объекта исследования использовались признаки педогенеза в отложениях Миасского карьера (Челябинская область, Южный Урал) и выделенные на их основе палеопочвы или отдельные палеопочвенные горизонты, четко прослеживаемые визуально и относительно хорошо сохранившиеся в обнажениях его стенок, а также современные почвы горной части и пенеplена в пределах Южного Урала и прилегающих к нему территорий.

Миасский карьер расположен в Кундравинско-Учалинском районе сосново-березовых лесов сосново-лесной зоны Урала в пределах провинции восточных предгорий Уральского хребта [Куликов, 2010]. Абсолютная высота не превышает 376–380 м н.у.м. Среднегодовая температура воздуха в районе исследования, согласно средним столетним исследованиям, составляет +0,9 °С, среднегодовые осадки – около 560 мм [Справочник..., 1965, 1968]. В современных условиях здесь распространены лесные сообщества с бурыми горно-лесными почвами.

Положение древних отложений на территории Южного Урала, в которых изучались признаки педогенеза, представлено на рисунке 1. Там же показано расположение ключевых участков, где распространены изученные нами современные почвы Южного Урала и прилегающих территорий. Характеристики гумусовой составляющей этих современных почв использовались как рецентная основа для диагностики древнего почвообразования. Что касается морфологических и физико-химических особенностей современных почв рассматриваемой территории, то следует отметить, что материалов так много, что сравнение палеопочв с современными почвами и поиск между ними аналогов по вещественному составу не представляет затруднений. В то же время потребовалось обобщение оригинальных и литературных материалов по составу и свойствам гумуса и гуминовых кислот для проведения диагностики палеопочв и условий их формирования педогумусовым методом, поскольку такая рецентная основа в необходимом для нас объеме отсутствовала.



Преобладающие почвы: 1 – бурые горно-лесные, 2 – дерново-подзолистые, 3 – серые лесные, 4 – черноземы выщелоченные, 5 – черноземы обыкновенные, 6 – черноземы южные, 7 – каштановые

Рисунок 1 – Схема расположения древних отложений с палеопочвами (местоположение которых обозначено красным цветом) и ключевых участков распространения основных типов современных почв Южного Урала и прилегающих территорий

Для разработки рецентной основы по гумусовой составляющей почв использовались как характеристики современных почв, исследованных нами, так и данные из литературных источников [Павлова, 1966 ; Фирсова, Ржанникова, 1966 ; Дергачева, 1968 ; Ржанникова, 1972 а, б ; Фирсова, Дергачева, 1970, 1972 ; Вологжанина, Ускова, 1981 ; Дергачева, Дедков, 1977 ; Фирсова, 1977, 1984 ; Фирсова и др., 1978, 1983, 1987, 1993 ; Фирсова, Дедков, 1983 ; Орлова, Быстрыков, 1990 ; Русанов, 1998, 1999 ; Русанов, Агишева, 2009 ; Саблина, 2011, 2015 ; Достова, 2013 ; Агишева, 2013 ; Юмашев, Захарова, 2014 ; Некрасова и др., 2017 и др.].

В таблице 1 приведены основные характеристики участков отбора почвенных проб для дальнейшего их изучения аналитическими и инструментальными методами.

Таблица 1 – Характеристика участков отбора палеопочв и современных почв

Номер ключевого участка на карте	Палеопочвы и преобладающие современные почвы участка	Координаты – границы ключевых участков	Природная зона	Положение над уровнем моря, м
На карте область красного кружка	Палеопочвы	55°04'34" с.ш. – 55°04'42" с.ш. 60°07'45" в.д. – 60°07'52" в.д.	Горно- лесная	360–370
1	Бурые горно- лесные	54°15'21" с.ш. – 56°34'21" с.ш. 59°09'30" в.д. – 60°58'55" в.д.	Горно- лесная	300–390
2	Дерново- подзолистые	57°02'43" с.ш. – 58°02'23" с.ш. 59°58'49" в.д. – 61°01'60" в.д.	Южная тайга	240–280
3	Серые лесные	56°31'42" с.ш. – 57°17'00" с.ш. 63°02'51" в.д. – 64°20'22" в.д.	Лесостепь	100–110
		53°26'26" с.ш. – 54°32'21" с.ш. 61°07'00" в.д. – 62°09'02" в.д.	Лесостепь	230–240
4	Черноземы выщелоченные	53°05'44" с.ш. – 54°09'17" с.ш. 59°59'23" в.д. – 61°05'08" в.д.	Лесостепь, на границе со степью	230–270
5	Черноземы обыкновенные	52°08'25" с.ш. – 52°57'51" с.ш. 58°55'25" в.д. – 60°12'38" в.д.	Степь	350–380
6	Черноземы южные	51°41'57" с.ш. – 52°38'44" с.ш. 58°22'51" в.д. – 59°17'12" в.д.	Степь	310–350

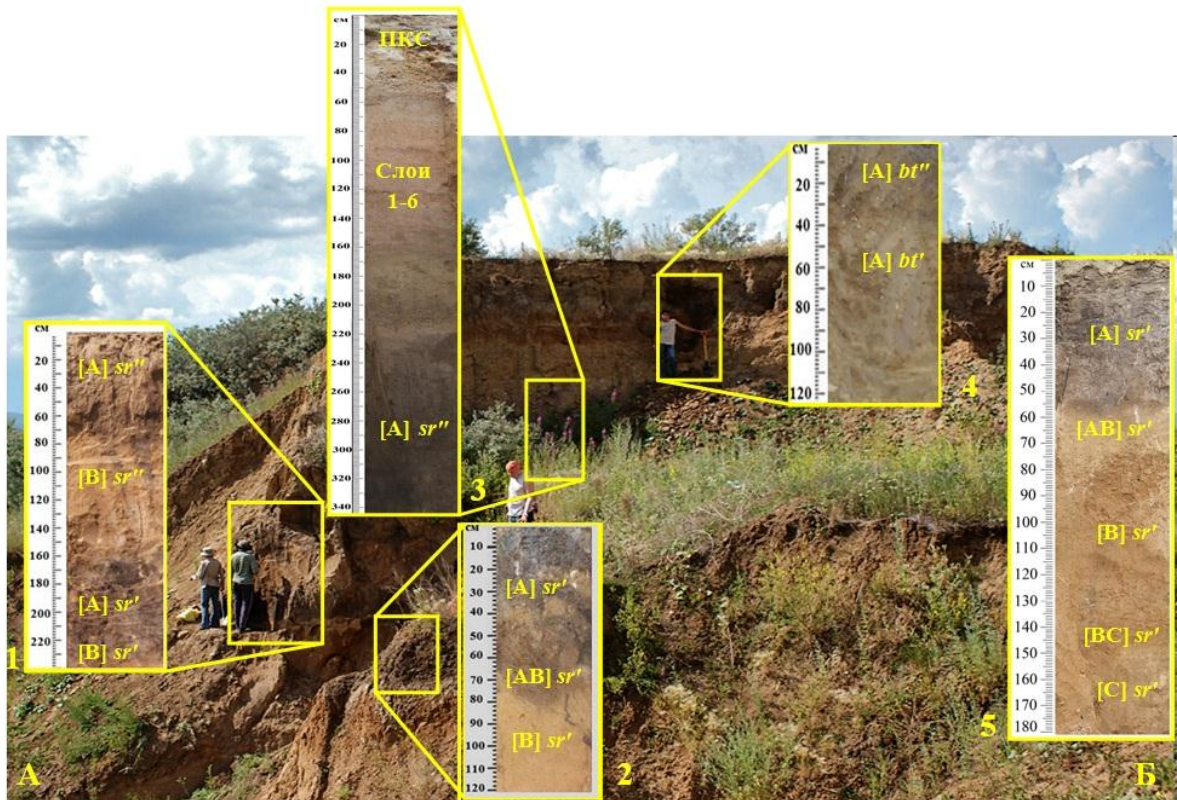
Окончание таблицы 1

Номер ключевого участка на карте	Палеопочвы и преобладающие современные почвы участка	Координаты – границы ключевых участков	Природная зона	Положение над уровнем моря, м
7	Каштановые почвы	51°33'09"с.ш. – 52°01'00"с.ш. 57°45'46"в.д. – 58°21'27"в.д.	Степь	340–370
Примечание: Название почв дается по [Классификация..., 1977]. Поскольку материалы, обобщенные в работе для составления рецентной основы, были получены разными авторами в течение более чем 50-летнего периода и многие из почв не подлежат переклассификации из-за недостаточности сведений, в настоящей работе обобщались материалы по почвам, для которых диагностика не вызывала сомнений.				

В работе рассматриваются выделенные на основе изучения признаков педогенеза педокомплексы палеопочв, относящиеся к двум стратиграфическим горизонтам: две сарыкульские палеопочвы (аналоги MIS 19), вскрытые в четырех зачистках, и батуринские палеопочвы (MIS 17), вскрытые в одной зачистке, а также признаки педогенеза в отложениях тыньинского стратиграфического горизонта (MIS 18), разделяющего сарыкульский и батуринский горизонты (рисунок 2).

Согласно местной стратиграфической шкале В. В. Стефановского [1997, 2006], палеопочвы, вмещенные в сарыкульский (названный им позднее миасский) горизонт, расположенные выше границы Брюнес–Матуяма, судя по их морфологии и мощности, были сформированы в период межледниковья.

В региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений [Застрожнов и др., 2011, 2013] сарыкульский горизонт и привязанные к нему в 1995 году палеопочвы обозначаются также двойным названием – сарыкульские (миасские). Учитывая это, названия «сарыкульские» и «миасские» при описании палеопочв, лежащих выше границы Брюнес–Матуяма, в настоящей работе будут употребляться как синонимы.



Обозначения зачисток: 1 – 2-013; 2 – 9-014; 3 – 5-016; 4 – 3-013; 5 – 1-016

А – стенка западной экспозиции; Б – стенка южной экспозиции

Рисунок 2 – Схема расположения зачисток в отложениях Миасского карьера

Отложения, вскрытые разными зачистками, имели признаки педогенеза разной степени сохранности, что четко прослеживается при анализе приведенных ниже морфологических описаний среднеплейстоценовых отложений Миасского карьера.

Зачистка 2-013 вскрывает сарыкульский (миасский) горизонт в стенке западной экспозиции внутренней возвышенной центральной части карьера (рисунок 2). Зачистка была сделана в том месте, где В. В. Стефановский [1997, 2006] выделил палеопочвы, венчающие сарыкульский горизонт. Этой зачисткой были вскрыты наложенные друг на друга палеопочвы, которые были отнесены к нижней (sr') и верхней (sr'') сарыкульским, и она послужила отправной точкой для поиска сарыкульских палеопочв в бортах карьера с целью получения статистических материалов для проведения реконструкции биоклиматических условий их формирования.

[A] sr'' – 0–86 (96) см (гумусовые затеки глубиной до 134 см) – серый, плотный, непрочно-комковато-пылеватый, содержащий карбонатный псевдомицелий и единичные включения корней, слабо вскипающий от соляной кислоты суглинок, граница затечная, переход по окраске ясный.

[B] sr'' – 86 (96)–146 см, светло-бурый с палевым оттенком, рыхлый, непрочно-пластинчато-комковатый, бурно вскипающий от 10% HCl суглинок, граница ровная, переход по плотности и окраске ясный.

[A] sr' – 146–215 см, темно-серый, плотный, непрочно-мелкокомковато-пылеватый, содержащий карбонатный псевдомицелий, бурно вскипающий суглинок, нижняя граница ровная, переход по окраске ясный.

[B] sr' – 215–235 см, буровато-палевый, рыхлый, непрочно-крупнокомковато-пылеватый, не вскипающий суглинок.

Согласно морфологическим признакам, в отложениях четко выделяются два гумусовых горизонта на глубинах 0–86 см и 146–215 см серого и темно-серого цвета мощностью 86 и 69 см соответственно. В момент зачистки стенки верхняя палеопочва была перекрыта 40 см осадочной толщей. Гумусовый горизонт верхней сарыкульской почвы имеет затечную границу, которая распространяется до глубины 130–134 см. Оба горизонта характеризуются непрочной структурой, суглинистым составом, высокой плотностью и наличием небольшого количества карбонатного псевдомицелия.

Ниже гумусовых горизонтов четко различимы горизонты [B]. Горизонт [B] sr' на глубине 215–235 см отличается от горизонта [B] sr'' на глубине 86 (96)–146 см более светлой палевой окраской, пылеватой структурой и отсутствием карбонатов.

Таким образом, вскрытые отложения могут рассматриваться как сдвоенный педокомплекс [Dergacheva et al., 2016 б], признаки педогенеза в обеих палеопочвах которого в данной зачистке позволяют выделить отдельные почвенные горизонты – [A] и [B].

Как было сказано ранее, для получения статистических материалов кроме обозначенной выше зачистки нами были изучены признаки педогенеза хорошо

выделяемых морфологически и обладающих сходным обликом сарыкульских палеопочв, нижняя из которых вскрыта еще зачистками 9-014 и 1-016, а верхняя – 5-016.

Зачистка 9-014 вскрывает сарыкульский (миасский) горизонт в стенке внутренней возвышенной центральной части карьера западной экспозиции (рисунок 2).

[A] sr' – 0–60 см, темно-серая с редкими бурыми пятнами, плотная, непрочно-мелкокомковато-пылеватая, содержащая карбонатный псевдомицелий, бурно вскипающая глина, граница волнистая, переход по окраске и плотности заметный.

[AB] sr' – 60–80 см – неравномерно окрашенный буровато-серый, плотнее предыдущего, непрочно-комковато-пылеватый тяжелый суглинок, не вскипающий от HCl, переход ясный, граница волнистая.

[B] sr' – 80–110 см, буровато-палевый с серыми прожилками по корням растений, плотный, непрочно-крупнокомковато-пылеватый, не вскипающий суглинок.

В соответствии с морфологическими признаками в этой зачистке sr' почвы четко выделяется темноокрашенный гумусовый горизонт мощностью около 60 см и лежащие ниже него горизонт [AB] с относительно более светлой окраской, а также буровато-палевый горизонт [B].

Таким образом, данная зачистка вскрыла нижнюю палеопочву сарыкульского педокомплекса, которая имеет близкие к предыдущей морфологические признаки, но в ней морфологические признаки (несколько более светлая по тону серая окраска с буроватостью и большая плотность) позволили зафиксировать присутствие здесь дополнительно горизонта [AB].

Зачистка 1-016 оказалась по признакам педогенеза близка по морфологии к нижней сарыкульской почве, вскрытой в других разрезах, хотя этот разрез вскрывает полнопрофильный вариант палеопочвы sr' в стенке борта карьера южной экспозиции. Изучена толща общей мощностью 180 см. Борт карьера возвышается над поверхностью разреза на высоту 20 м.

[A] sr' – 0–57 (64) см, темно-серый, плотный, непрочно-мелкокомковато-пылеватый, содержащий карбонатный псевдомицелий и единичные включения древних корней, слабо вскипающий от 10 % HCl суглинок, нижняя граница волнистая, переход по окраске и плотности к следующему горизонту ясный.

[AB] sr' – 57 (64)–78 см, палево-серый с темно-серыми пятнами, менее плотный, чем предыдущий горизонт, непрочно-мелкокомковато-пылеватый, слабо вскипающий от соляной кислоты между гумусовыми пятнами суглинок, граница ровная, переход по окраске и плотности ясный.

[B] sr' – 78–138 см, палевый, самый плотный горизонт, непрочно-крупнокомковато-пылеватый, слабо вскипающий от HCl суглинок, граница ровная, переход по окраске заметный.

[BC] sr' – 138 (140)–149 (152) см – темно-палевый, плотный, непрочно-крупнокомковато-пылеватый, не вскипающий суглинок, граница волнистая, переход по окраске ясный.

[C] sr' – 149 (152)–180 см, светло-серов-палевый, плотный, крупнокомковато-пылеватый бурно вскипающий от HCl суглинок.

Таким образом, зачисткой 1-016 вскрыта полнопрофильная нижняя сарыкульская палеопочва (sr'), толща которой по четко выраженным морфологическим признакам и, прежде всего, по окраске, плотности и наличию карбонатов, может быть расчленена на горизонты [A], [AB], [B], [BC] и [C].

Отложения нижней части **зачистки 5-016** во внутренней возвышенной центральной части карьера западной экспозиции (рисунок 2) принадлежат гумусовому горизонту верхней сарыкульской sr'' палеопочвы, который сверху перекрывается осадками мощностью около 5 м, представляющими собой отложения тыньинского стратиграфического горизонта. Эти отложения венчаются песчано-каменистым слоем, представляющим собой слабовыветрелые глыбы породы, пересыпанные гравием и песчаными частицами. Описание отложений этого стратиграфического горизонта позволяет выделить следующие морфологические особенности (глубина от кровли слоя):

ПКС (песчано-каменистый слой) – 0–50 (52) см, буро-палевой окраски очень плотный, бесструктурный с включениями камней диаметром до 30 см, бурно вскипающая супесь, граница волнистая, переход по окраске и плотности резкий.

Слой 1 – 50 (52)–100 см, палево-бурый, плотный, крупнокомковатый, с единичными включениями мелких камней, вскипающий от HCl суглинок, граница ровная, переход по окраске ясный.

Слой 2 – 100–105 см, палево-бурой окраски, темнее, чем вышележащий слой, плотный, крупнокомковатый, вскипающий от соляной кислоты суглинок, граница ровная, переход по окраске ясный.

Слой 3 – 105–138 см, палево-бурый, более светлый, чем вышележащий, плотный, крупнокомковатый, с единичными включениями мелких камней, вскипающий от HCl суглинок, граница ровная, переход по окраске ясный.

Слой 4 – 138–148 (150) см, темно-палево-бурый, плотный, крупнокомковатый, вскипающий от 10% HCl суглинок, граница волнистая, переход по окраске ясный.

Слой 5 – 148 (150)–213 см, палевый, плотный, крупнокомковатый, вскипающий от соляной кислоты суглинок, граница ровная, переход по окраске ясный.

Слой 6 – 213–241 см, палево-бурый с серыми пятнами, плотный, крупнокомковатый, с единичными включениями камней, вскипающий суглинок, граница ровная, переход по окраске заметный, по свойствам представляет собой переходный горизонт к верхней сарыкульской палеопочве.

[A] sr'' – 241–345 см и глубже, темно-серая, плотная, непрочно-комковато-пылеватая, вскипающая от HCl глина.

Верхняя часть зачистки вскрыла отложения холодного тыньинского стратиграфического горизонта (напомним, аналога MIS 18) мощностью 240 см, которые представляют собой в основном плотный осадок. На основании различий в окраске, варьирующей от палевой до бурой, осадочная толща условно была подразделена на шесть слоев. Верхние 50 см, названные песчано-каменистым

На основании морфологических признаков и удельной магнитной восприимчивости была проведена корреляция сарыкульских палеопочв (рисунок 3) [Учаев, 2018].

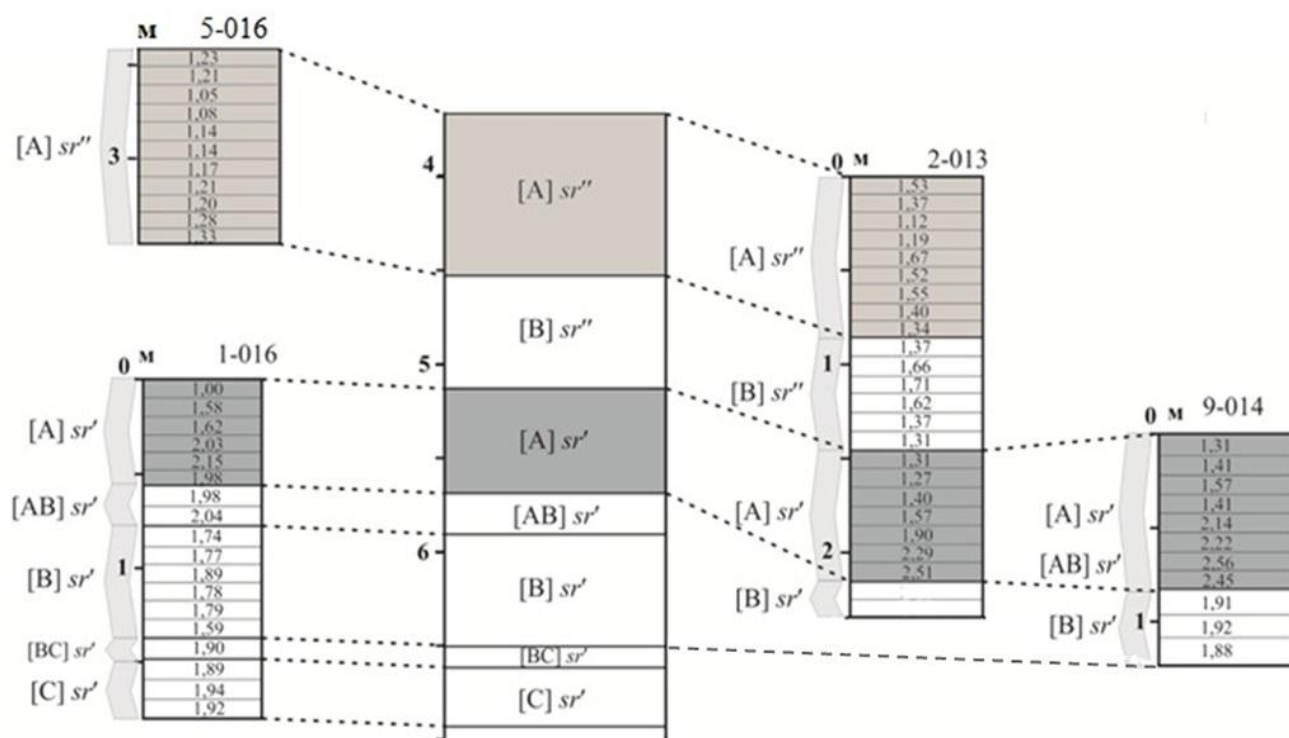


Рисунок 3 – Корреляция сарыкульских палеопочв по мощности горизонтов
и магнитной восприимчивости

Зачисткой 3-013 вскрыты во внутренней возвышенной центральной части карьера западной экспозиции в 6 м от зачистки 5-016 отложения батурина (bt) стратиграфического горизонта (рисунок 2).

В этой зачистке обнаружена только высокогумусированная толща, представляющая гумусово-аккумулятивные горизонты батуринаского времени. Морфологически отложения имеют следующие особенности:

[A] bt'' – 0–45 см, темно-серая с буроватым оттенком, плотная, непрочномелкокомковато-пылеватая, с карбонатными новообразованиями в виде белоглазки, вскипающая от HCl глина, граница ровная, переход по окраске ясный.

[A] bt' – 45–122 см, темно-серая, светлее вышележащего горизонта с буропалевыми пятнами, плотная, непрочномелкокомковато-пылеватая, содержащая около 5 % псевдомицелия карбонатов и белоглазки, вскипающая глина.

Таким образом, в батуринаских отложениях морфологически выражены два гумусовых горизонта, наложенных друг на друга. Горизонт [A] нижней палеопочвы имеет большую мощность, превышающую 70 см, и относительно более светлую окраску, чем гумусовый горизонт верхней палеопочвы, который имеет меньшую мощность (45 см) и темно-серую с буроватым оттенком окраску.

Итак, морфологический анализ зачисток, сделанных в бортах Миасского карьера, позволил выявить признаки среднеплейстоценового педогенеза и на их основе выделить отдельные горизонты или полные почвенные профили теплых периодов сарыкульского (миасского) и батуринаского времени. Сарыкульские палеопочвы представляют собой педокомплекс, состоящий из двух палеопочв. Нижняя из них была выделена в трех зачистках (1-016, 2-013, 9-014), верхняя – в двух (2-013 и 5-016). Обе палеопочвы представлены гумусовым и сопряженными с ним горизонтами [AB] и [B] или только [B], кроме профиля в зачистке 1-016, где нижняя почва представлена не только гумусово-аккумулятивным горизонтом, но и всей совокупностью типичных для почв черноземного ряда горизонтами [A, AB, B, BC и C]. Плотные гумусовые горизонты палеопочв имеют большую мощность, составляющую чаще всего 60–70 см, серую или темно-серую окраску (иногда с буроватым оттенком), как правило, непрочномелкокомковато-пылевой структурой и разным содержанием карбонатов в профиле палеопочв. Гумусовые горизонты имеют преимущественно тяжелосуглинистый состав и волнистую нижнюю границу. Горизонты [B] мощностью 40–50 см имеют

окраску палевых оттенков, практически не вскипают от HCl и характеризуются также тяжелым гранулометрическим составом.

Верхняя сарыкульская (миасская) палеопочва представлена в зачистках 2-013 и 5-016. В первой из них она отличается четко выраженной затечной нижней границей гумусового горизонта, распространяющейся на глубину свыше 130 см, а во второй – представлена только гумусово-аккумулятивным горизонтом. Палеопочва характеризуется непрочной комковато-пылевой структурой, тяжелосуглинистым составом, высокой плотностью и присутствием небольшого количества карбонатного псевдомицелия.

Формирование тыньинского стратиграфического горизонта относится к холодному времени, морфологически выраженные признаки педогенеза в котором имеют слабое проявление, наблюдающееся изменение гранулометрического состава в сторону облегчения, увеличение каменистости и расположение в кровле отложений песчано-каменистого слоя.

В отложениях батурина времени морфологически выделен комплекс из гумусовых горизонтов двух палеопочв, наложенных друг на друга. Эти горизонты [A] в обеих палеопочвах имеют близкую мощность, составляющую около 40 см, плотное сложение, непрочную мелкокомковато-пылеватую структуру и карбонатные новообразования.

В целом следует отметить, что признаки педогенеза, основанные на морфологических свойствах отложений среднеплейстоценового времени Южного Урала, представлены разными уровнями организации: полным почвенным профилем нижней сарыкульской (миасской) палеопочвы (зачистка 1-016), отдельными или двумя-тремя генетическими горизонтами, а также отдельными свойствами почвенной массы.

Среди изученных палеопочв и отложений наибольший интерес представляют сарыкульские палеопочвы, которые маркируются границей Брюнес–Матуяма, и тыньинские отложения, формировавшиеся в период существенного похолодания климата, не содержащие явных морфологически выраженных признаков педогенеза и не использовавшиеся ранее для реконструкции на их основе палеоприродной среды.

2.2. Методы исследования

В работе использовался традиционный профильно-генетический метод диагностики плейстоценовых палеопочв [Морозова 1963, 1975 ; Сиренко, 1974 и др.], а также педогумусовый метод диагностики палеопочв и реконструкции палеоприродной среды [Дергачева, 1997, 2018].

При полевых исследованиях проводилось описание морфологических признаков почв и отбор образцов для аналитических исследований, в которых были определены физико-химические свойства, состав гумуса, и из которых были выделены гуминовые кислоты.

Отбор образцов производился подробно послойно каждые 5–10 см в пределах видимых горизонтов [Пономарева, 1957 ; Дергачева, 1997]. Почвенные образцы подготавливались к анализу по стандартной методике [Аринушкина, 1970].

В почвенных образцах, прежде всего, под руководством доктора геолого-минералогических наук З. Н. Гнибиденко (Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А. А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск) определялась удельная магнитная восприимчивость на каппаметре Kappabrigg KLY-2 (Чехословакия) с соблюдением идентичности приемов ее изучения, и пересчитывалась на 1 грамм массы палеопочвы или осадка.

Гранулометрический состав изучался седиментационным методом пипетки по Качинскому, рН водной суспензии измерялся рН-метром «АНИОН 4100», определение содержания карбонатов – ацидиметрически, обменные кальций и магний – по методу Иванова [Качинский, 1958 ; Аринушкина, 1970 ; Воробьева, 2006].

Содержание общего органического углерода определялось по Тюрину, состав гумуса – по методике В. В. Пономаревой и Т. А. Плотниковой в модификации 1968 года [Пономарева, Плотникова, 1975].

Препараты гуминовых кислот выделялись по общепринятой схеме [Орлов, Гришина, 1981]. Гуминовые кислоты извлекались из палеопочвы после ее декальцирования, осаждались и переосаждались 2н HCl и отделялись

центрифугированием; при этом жесткая очистка гуминовых кислот от зольных элементов 6н HCl или смесью HF и HCl не проводилась [Дергачева и др., 2002].

Элементный состав гуминовых кислот из палеопочв и педогенно переработанных отложений определялся в аналитической лаборатории Новосибирского института органической химии им. Н. Н. Ворожцова СО РАН под руководством В. П. Фадеевой на автоматическом элементном CHNS-O анализаторе EURO EA-3000 (Италия) и дублировался по Дюма-Преглю. Спектральные характеристики гуминовых кислот в ультрафиолетовой и видимой части спектра были получены с помощью спектрофотометра UV-1650 (Япония). Подготовка растворов для снятия электронных спектров проводилась по методике, предложенной Д. С. Орловым и Л. А. Гришиной [1981]. Расчет коэффициентов цветности по [Welte, 1955] ($E_4:E_6$) проводился по оптическим плотностям при длинах волн 465 нм и 650 нм, коэффициентов экстинкции ($E^{0,001}_{ГК}$) – согласно методике Д. С. Орлова [1974]. Спектры флуоресценции снимались на сканирующем спектрофлуориметре Cary Eclipse Fluorescence Spectrophotometer (возб. = 330 нм). Для сравнения флуоресценции ГК использовали длину волны положения максимума флуоресценции (λ_{max}) и величину первого момента M_1 («центр тяжести спектра» или средневзвешенное значение частоты контура флуоресценции) которая рассчитывалась по формуле [Паркер, 1968]:

$$M_1 = \sum I_i \lambda_i / \sum I_i, \text{ где}$$

I_i – интенсивность в контуре флуоресценции на длине волны λ_i ,

а также использовался коэффициент $\alpha = I_2:I_1$, где

I_2 – интегральная интенсивность в длинноволновой области спектра,

I_1 – интегральная интенсивность в коротковолновой области спектра.

Диагностика палеоприродной среды времени формирования палеопочв осуществлялась по комплексу признаков педогенеза минеральной и органической составляющей [Морозова, 1971 ; Морозова, Чичагова, 1968 ; Губин, 1977, 1981, 1987 ; Дергачева и др., 1984, 2000 ; Дергачева, 2018 ; Dergacheva, 2003]. Интерпретация реконструкций с позиций педогумусового метода проводилась согласно М. И. Дергачевой [Дергачева, 1997, 2018 ; Dergacheva, 2003].

Статистическая обработка данных проводилась по Е. А. Дмитриеву [2010], графическое оформление результатов – с помощью компьютерной программы Origin Pro 8.5.1, CorelDRAW X5 и программы Statistica 8.0. Для визуализации результатов анализа гумусовых веществ во всем почвенном профиле или совокупности среднеплейстоценовых отложений использовался графический принцип, предложенный М. И. Дергачевой [1984], гумусовые профилеграммы строились по специальной программе.

ГЛАВА 3. СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ КАК ОСНОВА ДИАГНОСТИКИ И РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

При проведении палеоэкологических реконструкций палеопочвенными методами требуется рецентная (современная) основа, представляющая собой среднестатистические характеристики значимых диагностических показателей современных почв территории местоположения объектов изучения и прилегающих к ним районов, поскольку для диагностики палеоприродной среды по палеопочвам или отдельным их компонентам устойчивые во времени признаки древних и современных почв сопоставляются между собой для выявления аналогичных характеристик.

Рецентная основа, используемая для этих целей, требует наличия большого массива данных, имеющих диагностическую значимость показателей почв разных условий формирования, так как нередко исследователи палеопочв имеют дело с педокомплексами, которые включают древние почвы разных условий формирования и требуют анализа большого разнообразия современных почв для выявления их аналогов [Некрасова и др., 2017]. Получение подобных массивов данных затруднено в связи с активным вмешательством человека в естественный ход развития экосистем, приводящим к ограниченному наличию ненарушенных участков с сохранившимися почвами целинного состояния. Обнаружение целинных участков тех или иных почв представляет собой сложную задачу, поскольку большинство из них преобразовано под влиянием антропогенных действий, но именно целинные почвы могут служить исходной основой для поиска аналогов среди почв и палеопочв.

Подчеркнем еще раз, что рецентная основа, используемая для диагностики палеопочв любого возраста, должна включать характеристики как можно большего разнообразия современных целинных почв конкретных локальных территорий с разными природными условиями. Разработка рецентной основы для изучаемых нами позднеплейстоценовых палеопочв Южного Урала не является

исключением и также требует разнообразия изученных современных почв, приуроченных к территории местонахождения диагностируемых палеопочв и прилегающих территорий. Учет возможного сдвига в прошлом климатических зон вызывает необходимость дополнительного использования подобных материалов, характеризующих также и прилегающие территории.

Что касается вещественного состава почв, внутрiproфильного изменения их характеристик, а также выявления диагностической значимости разных признаков минеральной части почв или профиля в целом, то таких материалов до настоящего времени было получено очень много, и они отличаются большой четкостью. Поэтому мы использовали для поиска аналогов между современными и палеопочвами исключительно литературные материалы, которые не приводятся в тексте диссертации, потому что представляют собой очень большой массив данных. В то же время материалов по специфике гумусообразования на Южном Урале и прилегающих территориях для их обобщения оказалось недостаточно, поскольку часть из них получена с использованием разных методик, разной детальности и разных приемов отбора и подготовки образцов, поэтому в настоящей работе было уделено особое внимание получению новых данных по составу гумуса и гуминовых кислот современных почв и обобщению их с имеющимися литературными материалами, полученными при использовании одинаковых методов и приемов на разных этапах их изучения. Примененный нами при диагностике палеоприродной среды педогумусовый метод требует наличия подобной рецентной основы для поиска аналогов между современными почвами и палеопочвами.

Нами современные почвы изучались на территории Урала, ограниченной 60° – 50° с. ш. и 55° – 65° в. д. (рисунок 4). Диагностика холодных условий формирования проводилась на основе базы данных по эколого-гумусовым связям, возможность использования которой была любезно предоставлена профессором М. И. Дергачевой в процессе выполнения гранта РФФИ – 17-35-50089 мол_нр по моей стажировке в Институте почвоведения и агрохимии СО РАН (г. Новосибирск).



Обозначения: Уральская страна: 1 – Среднеуральская горная область, 2 – Южно-Уральская горная область, 3 – Уральско-Мугоджарская горно-равнинная область; Страна Западная Сибирь: 4 – лесная область, 5 – лесостепная область

Рисунок 4 – Физико-географическое районирование Урала

Поиск аналогов между современными почвами и палеопочвами с дальнейшей возможностью реконструкции среды формирования последних требует знания экологической обусловленности этих разнообразных признаков современных почв, поэтому необходимо представить, в каких условиях формируются разные почвы на Южном Урале и прилегающих к нему территориях.

Согласно физико-географическому районированию, обозначенная территория приурочена к Среднеуральской и Южно-Уральской горной области, лесной и лесостепной зонам Западной Сибири, а также Уральско-Мугоджарской горно-равнинной области (рисунок 4).

Рельеф рассматриваемой части Урала характеризуется разнообразием типов и значительной расчлененностью поверхности. В работе И. П. Герасимова

[1948] указывается на древность денудационного и остаточного происхождения основных черт рельефа Урала.

Территория горной части Южного Урала простирается от верховьев реки Уфы, включает массив Таганай длиной более 50 км, имеющий высоты свыше 1000 м, веер расположенных южнее горных хребтов, расходящихся на юг и юго-запад, а также Залаирского плато, рельеф которого в восточной части выровнен, а на западе имеет грядовой характер. На юге горный Урал заканчивается Мугоджарскими горами меньшей высоты, максимальная отметка которых составляет 656 м (гора Бактыбай).

Горная часть Среднего Урала начинается севернее горы Юрма ($55^{\circ}29'$ с. ш., $59^{\circ}59'$ в. д.) и простирается до Косьвинского Камня ($59^{\circ}30'$ с. ш., $59^{\circ}06'$ в. д.), представляя собой в основном область низкогорий (максимальные абсолютные высоты не превышают 500 м) с широкими межгорными понижениями.

Восточнее Среднего и Южного горного Урала выделяется Зауральский пенеппен – холмистая возвышенная равнина [Чикишев, 1958 ; Макунина, 1974]. Западная граница пенеппена проходит у подножия восточных хребтов Урала вдоль цепочки тектонических озерных котловин в окрестностях города Касли, Кыштым, Карабаш и Миасс. Восточная граница проходит по линии с. Багаряк – с. Кунашак – г. Челябинск – с. Кичигино на р. Увелька – п. Осиповка на р. Уй [Кирич, 1973]. На Среднем Урале полоса пенеппена имеет наименьшую ширину, не превышающую 50–60 км, в пределах Южного Урала она значительно расширяется и местами превышает 150 км. Наблюдающееся к югу от Уфимского горста поднятие веера горных хребтов практически не затрагивает пенеппен, сохраняя его характер холмистой возвышенной равнины.

С севера на юг происходит постепенное понижение высоты Зауральского пенеппена от 450 до 200 м, при этом средняя высота составляет 250–300 м н. у. м. Рельеф пенеппена неоднороден, выделяются различные по характеру поверхности меридиональные зоны, связанные с простираанием основных геологических структур и литологией почвообразующих горных пород [Дубовик, 1964]. С востока Зауральский пенеппен сменяется Западно-Сибирской низменностью,

западная часть которой представляет собой денудационную область. Низменность имеет перепады высот в пределах 20 м, в понижениях располагаются многочисленные озёра и болота.

Таким образом, рельеф территории расположения объектов исследования разнообразен, что неизбежно отражается на ее почвенном покрове.

Геологическое строение Урала отражает сложную историю формирования и отличается неоднородностью и пестротой по составу и происхождению горных пород, их возрасту и степени тектонической раздробленности. Это связано с неоднократной сменой суши и моря, поднятиями, опусканиями и разломами участков земной коры. На рассматриваемой территории Урала представлены горные породы, образовавшиеся в интервале времени от докембрия до четвертичного периода [Геология СССР, 1969]. В работе О. А. Кондияйн и Д. И. Голуб [1968] указано, что развитие тектонических структур Урала протекало в основном в нижне- и верхнепалеозойскую и отчасти байкальскую складчатость. На Урале обширное развитие имеет крупнообломочный, часто глыбовый элюво-делювий, встречающийся в низкогорьях и горногорных ландшафтах. Проведенные палеогеографические реконструкции палеозоя на Южном Урале показали, что на протяжении большей части палеозойской эры территория Южного Урала являлась дном прибрежной мелководной зоны океана, что способствовало мощному накоплению толщи осадочных пород [Геология СССР, 1969].

В геологическом строении Зауральского пенеппла доминируют вулканогенные и осадочные породы палеозоя (силура, девона и карбона) мощностью в несколько тысяч метров. Состав его палеозойских пород разнообразен: широко распространены как осадочные (известняки, яшмы, песчаники), так и эффузивные (базальты, андезиты, риолиты) и интрузивные (граниты, диориты, габбро, серпентиниты), а также метаморфические (сланцы, гнейсы) породы. Поверхность пенеппла покрыта мезозойско-кайнозойскими корами выветривания. Особенно характерным для Зауральского пенеппла являются интрузии гранитов, которым соответствует более повышенный рельеф [Борисевич, 1968]. На более высоких частях пенеппла сохранились

незначительные плоские участки первичной аккумулятивной палеогеновой морской и озерной равнины, на более низких – участки первичной равнины, превращенные плоскостным смывом в пологие делювиальные склоны.

В пределах Зауральского пенеппена на основании особенностей геологического строения выделяются Магнитогорский синклинорий, Урало-Тобольский антиклинорий, Восточно-Уральский синклинорий. По данным В. Н. Пучкова [2000], Магнитогорский синклинорий, являющийся западной частью Зауральского пенеппена, сложен вулканическими и морскими осадочными породами среднего палеозоя с различным химическим и минералогическим составом. Так, они могут быть кислыми (риолиты), средними (андезиты) и основными (базальты) продуктами вулканизма. Урало-Тобольский антиклинорий, занимающий центральную часть Зауральского пенеппена, сложен метаморфическими породами. Восточно-Уральский синклинорий – восточная часть Зауральского пенеппена – имеет большое сходство с Магнитогорским синклинорием.

Часть Урала к востоку от Зауральского пенеппена относится к Западно-Сибирской низменности с резкими отличиями в геологическом строении от остальной части его территории, что объясняется молодостью современного рельефа, который имеет форму плоской аллювиально-морской первично-аккумулятивной равнины двухъярусной структуры.

Нижний ярус Западно-Сибирской низменности является продолжением к востоку Зауральского пенеппена и сложен дислоцированными палеозойскими породами. Верхний ярус представлен мощным покровом горизонтально залегающих третичных осадочных пород, перекрывающих палеозойский складчатый фундамент и сглаживающий его неровности. Палеогеновые отложения нижнего яруса имеют морское происхождение (пески, глины, песчаники), неогеновые верхнего яруса – континентальное (пески, песчаники, галечники) [Мамин, 1964]. Элювий и элюво-делювий перечисленных выше пород служат почвообразующими породами при формировании почв.

Таким образом, породы на территории расположения объектов исследования, являющиеся почвообразующими, разнообразны как по своему возрасту, так и по способу образования, структуре и минералогическому составу.

Климат исследуемой территории Урала характеризуется как умеренно континентальный с продолжительной холодной зимой, коротким теплым летом, короткими весной и осенью [Агроклиматический справочник..., 1960].

Главным климатообразующим фактором служит солнечная радиация, от которой зависят все природные процессы, в том числе и почвообразование. Изменение суммарной величины ее за год в Зауралье составляет от 75 ккал/см² на северной границе изучаемой территории до 110 ккал/см² на юге [Атлас теплового баланса..., 1963]. Солнечная радиация зависит от циркуляции атмосферы и особенностей подстилающей поверхности. В формировании температурного режима воздуха, а также в распределении температурных характеристик большую роль играют условия рельефа территории [Агроклиматический справочник ..., 1960], который на рассматриваемой территории очень разнообразен.

Согласно средним многолетним данным [Агроклиматический справочник ..., 1960], среднегодовая температура воздуха территории изменяется от +0,4 °С на севере до +2,9 °С – на юге. Сумма положительных среднесуточных температур за период с температурой выше 10°С в лесной зоне составляет 1500–1800 °С, в степной – достигает 2100–2400 °С. Продолжительность безморозного периода в лесной зоне не превышает 100–110 дней, в лесостепной и степной – 110–130 дней. В отдельные годы количество безморозных дней в степной зоне может достигать 80 дней и даже составлять 150 дней [Ефремова, Зубенок, 1966, Макунина, 1974]. Глубина промерзания почвы в лесной зоне лежит в широких пределах (45–110 см), в то время как в степной – достигает 135 см, что связано с более низкими температурами и малой высотой снежного покрова на юге области.

Еще одним важным климатическим показателем являются атмосферные осадки, распределение и количество которых в течение всего года определяется главным образом циклонической деятельностью атмосферы и особенностями рельефа исследуемой территории [Справочник по климату СССР, 1968]. В лесной зоне годовая сумма осадков варьирует от 500 до 800 мм, в лесостепной и степной зоне составляет 300–500 мм. В наиболее высоких местах горной части Южного Урала она может превышать 800 мм.

Испарение за теплый период года (апрель–ноябрь) в лесной зоне составляет около 500 мм, в степной – около 700 мм. Радиационный индекс сухости [Будыко, 1948] лесных ландшафтов не ниже 0,2 и не более 1,1, лесостепных – 1–1,2, степных – имеет наибольшие значения – 1,7–2,0.

На основании представленных данных лесную зону относят к району избыточного увлажнения, степную – недостаточного [Румянцева, 1964].

Снежный покров на севере формируется в первую декаду октября, на юге – в первой половине ноября. В лесной зоне средняя продолжительность периода с устойчивым снежным покровом и его высота составляют 164–170 дней и 44–53 см, в лесостепи – 156–160 дней и 31–38 см соответственно, в степи – 153–155 дней и 24–30 см [Румянцева, 1964]. Среднемноголетнее число дней с засухой за теплый период (апрель–сентябрь) в лесной зоне является наименьшим – 22 дня, в лесостепной – 30 дней, в степной зоне оно максимально и составляет 53 дня.

Растительный покров территории расположения объектов исследования обусловлен ее нахождением в пределах трех природных зон – лесной, широко распространенной на Среднем Урале и представленной на Южном Урале преимущественно в горной части и в западной части пенеппена, а также лесостепной и степной, приуроченных к равнинным пространствам.

Лесные ландшафты занимают на Южном Урале горную территорию (Южно-Уральская горная область), в пределах Среднего Урала они распространены как в горной части (Среднеуральская горная область), так и на примыкающей с востока равнинной территории (страна Западная Сибирь, лесная область) (рисунок 4). Лесные ландшафты занимают низкогорья, предгорья и межгорные депрессии.

Лесная зона Среднего Урала характеризуется доминированием хвойных лесов. Самая распространенная древесная порода – сосна, однако в северной части Среднего Урала много ели и пихты. Из лиственных деревьев распространены береза и осина. Поскольку практически вся лесная зона на Южном Урале находится в пределах горной области (рисунок 4), ее растительность представлена преимущественно горными вариантами с ярко

выраженными проявлениями высотной поясности, поэтому лесную зону области нередко называют горно-лесной [Куликов, 2010]. Содержание зольных элементов фитомассы южнотаежных лесов в среднем составляет 1,6 % [Базилевич, 1955].

На юго-востоке Среднего Урала, где климат теплее и суше, лесная зона сменяется лесостепной. К югу лесостепные ландшафты занимают северо-восточную, восточную и центральную части Южного Урала. Лесостепные ландшафты характеризуются чередованием лесных участков и луговых степей. Взаимоотношение лесных и степных комплексов в лесостепи очень сложное, оно зависит от рельефа и состава горных пород, а также уровня расположения грунтовых вод.

Лесостепная зона подразделяется две на подзоны – северную и южную, в каждой из которых ландшафты имеют определенное своеобразие.

Подзона северной лесостепи имеет высокую лесистость со сравнительно крупными размерами лесных участков. Район северной лесостепи Западно-Сибирской равнины расположен на западной ее окраине в бассейнах рек Синары, Течи и Миасса [Куликов, 2010]. Растительный покров района северной лесостепи Западно-Сибирской равнины представлен березовыми и осиново-березовыми колками с сочетанием участков остепненных лугов и луговых степей. В северной части района (бассейн р. Синары) с наиболее высокой лесистостью березняки имеют подрост сосны и большую примесь боровых видов в травяно-кустарничковом ярусе.

Подзона южной лесостепи по сравнению с северной характеризуется меньшей лесистостью и меньшими размерами участков леса с преобладанием степных ксерофильных видов в травяном покрове. Район южной лесостепи находится на западной окраине Западно-Сибирской равнины между долинами рек Миасс и Уй. Растительность представлена березовыми и осиново-березовыми колками с участками злаково-разнотравных луговых и настоящих степей и остепненных лугов. В составе растительности наиболее южной части района встречается *Stipa zalesskii*. Меньшее распространение имеют луговые ковыльно-разнотравные степи с примесью галофитных форм, которые приурочены

к понижениям рельефа. Обширные территории заняты прибрежной и болотной растительностью [Куликов, 2010].

Степные ландшафты занимают всю южную часть Южного Урала и так же, как предыдущие, имеют специфические черты ландшафтов, расположенных в северной и южной подзонах. Подзона северной степи менее теплая и более увлажненная. Травянистый покров представлен разнотравьем, вследствие чего здесь широко распространены разнотравно-ковыльные степи [Мильков, 1977].

Подзона южной степи значительно менее увлажнена и характеризуется частыми засухами и суховеями. Растительный покров представлен типчаково-ковыльными степями, в травостое которых разнотравье не играет существенной роли [Мильков, 1977]. В этой подзоне доминируют ксерофильные злаки, среди которых наибольшее распространение имеет ковыль Лессинга. Травянистый покров значительно разрежен – общее проективное покрытие составляет не более 50–60 %.

Растения степей отличаются повышенной зольностью, которая составляет 6–10 % и, по данным Н. И. Базилевич [1993], степные ассоциации ежегодно отдают в почву 35–55 % заключенных в фитомассе зольных элементов.

Таким образом, растительный покров рассматриваемой территории отличается большим разнообразием видового состава, биомассы, содержания зольных элементов, что обуславливает различия в количестве и качестве поступающего в почвы растительного опада и его дальнейшего участия в процессе почвообразования.

Почвенный покров территории расположения объектов исследования обусловлен различными сочетаниями факторов почвообразования. В лесной зоне он определяется расчлененностью рельефа, разнообразием подстилающих пород и климатических условий. С лесной зоной Урала связано формирование бурых лесных почв [Фирсова, Ржанникова, 1968 ; Фирсова, 1970], которые встречаются под светлохвойными лесами на восточном склоне Южного и Среднего Урала [Фирсова и др., 1978]. Под пологом темнохвойных лесов распространены дерново-подзолистые почвы. Мощность гумусового горизонта в них не превышает

10–20 см. В результате малой скорости разложения органических остатков, в которых преобладает опад хвои, они превращаются в грубый гумус, имеющий кислую реакцию среды. Дерново-подзолистым почвам присущ горизонт выщелачивания полуторных оксидов и накопления кремнезема. Подзолистый процесс протекает в условиях избыточно-влажного климата [Маландин, 1936].

В условиях более теплого и менее влажного климата под широколиственными травяными лесами и лесными участками лесостепи формируются серые лесные почвы. Они приурочены к покровным глинам и суглинкам, подстилаемым известняками или элювием известняковых пород, и встречаются на выровненных участках, средних и нижних частях склонов, реже – на водоразделах. Мощность гумусового горизонта в них больше и составляет около 20–30 см. Под гумусовым горизонтом выделяется переходный горизонт с признаками оподзоливания. Серые лесные почвы занимают переходное положение между дерново-подзолистыми и черноземными почвами.

В лесостепной зоне наиболее распространены, как правило, черноземы оподзоленные и выщелоченные, в степной зоне – обыкновенные и южные. Черноземы оподзоленные образуются обычно на пониженных равнинных участках или приурочены к небольшим березовым колкам, черноземы выщелоченные – к повышенным дренированным участкам, пологим склонам и водоразделам в условиях холмисто-увалистого рельефа. Черноземы обыкновенные формируются в условиях более выровненного рельефа северной степи, черноземы южные распространены в южных районах степной зоны.

Образованию черноземов способствует дерновый процесс. Накопление гумуса происходит за счет большого вклада отмерших корней в растительный опад, способствующих развитию гумусового горизонта за счет биогенного накопления зольных веществ при содействии непромывного водного режима почв [Еремченко, 1997]. В весенний период в почву поступает влага, в то время как летом происходит подтягивание почвенных растворов к поверхности и преобладает испарение воды.

Гумусовый горизонт черноземов Южного Урала достигает 40–60 см и более, за исключением чернозема южного, имеющего мощность этого горизонта до 10–20 см. Как правило, черноземы обладают тяжелым гранулометрическим составом, насыщены основаниями.

В условиях засушливого климата под ксерофитной растительностью сухих степей, в составе которой преобладают полыни, формируются каштановые почвы. В их профиле под слоем слабо выраженной дернины выделяется гумусовый горизонт каштанового цвета с буроватым оттенком, мощность которого достигает 30 см. В каштановых почвах протекают сходные с черноземами процессы (дерновый процесс, гумификация, выщелачивание), однако их количественно-качественная сторона имеет свою специфику. Все простые соли, существующие в материнской породе, а также образующиеся в результате минерализации высокозольных растительных остатков сухостепной растительности, остаются замкнутыми в пределах каштановой почвы и коры выветривания и имеют тенденцию постоянного накопления, что в условиях повышенного содержания натрия сопровождается солонцовым процессом разной степени интенсивности. Следствием солонцового процесса является перераспределение по профилю илистой фракции и физической глины, которые накапливаются в средней части почвенного профиля. В каштановых почвах значительна доля участия фульвокислот в составе гумуса.

Таким образом, почвенный покров территории Урала, на которой расположены объекты исследования, отличается значительным многообразием, определяемым разнообразием экологических условий. Преобладающими по площади распространения здесь являются бурые почвы в горно-лесной зоне и черноземы – в лесостепной и степной зонах. Экологические условия Урала обуславливают разнообразный набор зональных почв, имеющих характерные морфологические признаки и внутренние свойства, включая специфическую природу гумусовых веществ, которые будут использованы при диагностике биоклиматических условий палеопочв этого региона.

В связи с большой протяженностью в меридиональном направлении рассматриваемой в настоящей работе территории Урала (около 1200 км), наличием горной и равнинной части, ключевые участки распространения современных почв характеризуются разнообразием биоклиматических условий. Индивидуальные пределы изменений основных климатических параметров ключевых участков приведены в таблице 2. Как показывают данные, современные климатические условия формирования почв рассматриваемых ключевых участков в целом отличаются разнообразием в связи с их нахождением в пределах трех физико-географических областей: горно-лесной, лесостепной и степной.

Ряд почв, представленных в таблице (бурые горно-лесные, дерново-подзолистые, серые лесные, черноземы выщелоченные, черноземы обыкновенные, черноземы южные и каштановые почвы), демонстрирует увеличение в этом ряду среднегодовой температуры воздуха и суммы температур выше 10 °С, уменьшение среднегодовых осадков и гидротермического коэффициента. Период биологической активности (ПБА), представляющий собой период на протяжении календарного года, когда формируются благоприятные условия для нормальной вегетации растений и жизнедеятельности почвенной биоты [Орлов и др., 1996, стр. 37, 39], определяется как продолжительность периода с температурами выше +10 °С при условии, что запас продуктивной влаги в почве составляет не менее 1 %, и максимальных значений ПБА в этом ряду почв достигает в черноземах.

Перекрывающиеся температурные характеристики бурых горно-лесных и дерново-подзолистых почв объясняются их формированием в пределах единых биоклиматических рубежей в разных условиях рельефа.

В качестве рецентной основы при диагностике палеопочв используются те признаки современных почв, которые представляют собой почву-память [Память..., 2008]. Как обсуждалось в главе 1, к ним относится ряд морфологических и физико-химических показателей, а также характеристик гумусовой составляющей почв.

Таблица 2 – Климатические характеристики ключевых участков с преобладанием определенных типов почв на Южном Урале и прилегающих территориях [Справочник ..., 1965, 1968 ; Агроклиматический справочник ..., 1960, 1962 ; Агроклиматические ресурсы... ,1977; 1978]

Ключевой участок*	Преобладающие почвы	Средне-годовая t воздуха, °С	Σ температур > 10 °С	Средне-годовые осадки, мм	ГТК**	ПБА, дни***
1	Бурые горно-лесные	0,4–0,9	1600–1800	580–630	1,4–1,7	115
2	Дерново-подзолистые	0,7–0,9	1640–1850	540–580	1,4–1,6	120
3	Серые лесные	1,0–1,6	1830–2020	490–530	1,2–1,4	130
4	Черноземы выщелоченные	2,0–2,9	2050–2200	440–500	0,8–0,9	150
5	Черноземы обыкновенные	2,5–3,9	2200–2400	380–400	0,6–0,7	145
6	Черноземы южные	3,1–4,1	2400–2600	370–380	0,5–0,6	140
7	Каштановые почвы	3,0–3,3	> 2600	310–335	≤ 0,5	110
Примечание: * – положение ключевых участков показано в главе 2 (рисунок 1); ** ГТК – гидротермический коэффициент по Иванову; *** ПБА – период биологической активности, рассчитанный согласно Д. С. Орлову и др. [1996]						

Материалов изучения морфологических и физико-химических свойств так много, что практически для любого локального участка территории Южного Урала и сопредельных пространств можно найти данные для сравнения. Меньше данных, характеризующих состав гумуса почв, полученных с единых методологических и методических позиций. Разнообразие данных, которые не могут быть обобщены из-за различий в приемах отбора образцов, в применении разных методик изучения состава гумуса почв, частого использования сокращенных схем или других разночтений, побудило нас получить новые материалы по составу гумуса почв разных условий формирования для территории Южного Урала и сопредельных пространств, выбрать из литературных источников результаты, полученные с максимальной приближенностью по всем условиям и приемам выполнения анализа состава гумуса, и обобщить все эти материалы с целью последующего их использования в комплексе диагностических признаков при профилно-генетическом анализе палеопочв или при применении в комплексе педогумусового метода отдельных из характеристик, в частности, доли гуминовых кислот в системе гумусовых веществ и их соотношений с другими компонентами гумуса.

Ниже приводятся обобщенные материалы по составу гумуса почв Южного Урала и сопредельных территорий (таблица 3) и их фактологический анализ.

В настоящей работе представлено обобщение оригинальных и литературных данных изучения 10-см верхней толщи гумусовых горизонтов почв, которые в наибольшей степени адекватны современным биоклиматическим условиям их формирования [Павлова, 1966 ; Фирсова, Ржанникова, 1966 ; Ржанникова, 1972 а, б ; Фирсова, Дергачева, 1972 ; Вологжанина, Ускова, 1981 ; Фирсова и др., 1983, 1987, 1993 ; Фирсова, 1977, 1984 ; Фирсова, Дедков, 1983 ; Орлова, Быстрыков, 1990 ; Достова, 2013 ; Русанов, 1998 ; 1999; Саблина, 2011 ; Русанов, Агишева, 2009 ; Агишева, 2013 ; Саблина, 2011, 2015 ; Юмашев, Захарова, 2014 ; Некрасова, Учаев, 2018]. Все они получены по единой методике Пономаревой–Плотниковой [Пономарева, Плотникова, 1968], как и наши данные, поскольку, как показано Н. В. Вашукевич [1998] на большом статистически достоверном материале, эта методика является наиболее репрезентативной, надежной и информативной.

Таблица 3 – Углерод разных групп и фракций гумуса в горизонте А наиболее распространенных почв Урала (% к общему органическому углероду)

Почва (n)	Показатели	C _{общ} , % к почве	ΣГК	% от ΣГК			ΣФК	Гумины	Сгк: Сфк
				ГК1	ГК2	ГК3			
Бг-л (58)	$\bar{x}^*$	5,22	26,8	59,0	11,8	29,2	31,1	42,1	0,86
	s ^{**}	2,30	5,7	12,4	10,9	10,7	7,0	10,9	0,15
Пд (24)	$\bar{x}$	4,08	24,8	76,6	9,3	14,1	32,3	42,9	0,77
	s	1,46	6,0	14,4	7,7	12,4	10,0	16,2	0,13
Сл (13)	$\bar{x}$	5,30	27,5	40,9	36,1	23,0	21,7	50,8	1,27
	s	2,43	9,4	12,8	17,2	10,1	7,6	17,2	0,16
Чв (10)	$\bar{x}$	5,76	37,3	27,7	49,8	22,5	18,9	43,8	1,97
	s	1,56	4,1	9,2	9,5	2,6	0,9	4,0	0,18
Чо (10)	$\bar{x}$	5,36	36,6	14,5	65,2	20,3	16,9	46,1	2,17
	s	1,68	7,1	6,7	13,9	8,64	4,7	8,3	0,55
Чю (11)	$\bar{x}$	3,09	38,3	16,2	62,8	21,0	21,5	40,2	1,78
	s	0,76	5,6	7,2	10,9	5,7	3,5	6,8	0,29
К (7)	$\bar{x}$	2,35	30,1	24,9	59,2	15,9	20,3	49,6	1,48
	s	1,04	3,1	8,3	7,2	7,3	1,2	4,2	0,16
Примечание: Почвы: Бг-л - бурые горно-лесные почвы; Пд – дерново-подзолистые почвы; Сл – серые лесные почвы; Чв – черноземы выщелоченные; Чо – черноземы обыкновенные; Чю – черноземы южные; К – каштановые почвы; * – среднее значение показателя; ** – стандартное отклонение									

При обобщении материалов по составу гумуса основных типов и подтипов почв Южного Урала (таблица 3), кроме того, использованы полученные нами данные для фоновых почв территории местоположения объекта нашего исследования – среднеплейстоценовых почв, а также основных почв разных условий формирования прилегающих территорий.

Анализ обобщенных литературных и полученных нами данных по качественному составу гумуса современных почв Южного Урала и прилегающих территорий, представленных в таблице 3, позволил выявить специфические особенности состава гумуса почв территории, к которой приурочено местоположение объекта наших исследований и прилегающих к Южному Уралу других районов.

Выявлено, что в составе гумуса бурых горно-лесных почв (таблица 3) наибольшую долю от суммы гуминовых кислот занимают свободные и связанные

с подвижными полуторными оксидами (ГК1), которые составляют около 59 %, меньшую долю – около 29 % – связанные с глинистыми частицами ГК (фр. 3), в минимальных количествах представлены черные гуминовые кислоты (фр. 2). Доля фульвокислот составляет около 30 %, отношение Сгк:Сфк в среднем – $0,86 \pm 0,15$, что соответствует гуматно-фульватному типу гумуса.

Дерново-подзолистые почвы (таблица 3) близки по составу гумуса к бурым горно-лесным, что выражается в сходном суммарном содержании гуминовых кислот и фульвокислот и отображается в близких, хотя и не идентичных, значениях интегрального показателя состава гумуса – $0,77 \pm 0,13$, позволяющего также отнести его к гуматно-фульватному типу.

Гумус серых лесных почв (таблица 3) отличается от рассмотренных выше почв тем, что характеризуется более высоким содержанием связанных с кальцием ГК и в связи с этим – суммарным содержанием гуминовых кислот, а также более низким суммарным содержанием группы фульвокислот. Интегральный показатель состава гумуса – Сгк:Сфк – в среднем составляет $1,27 \pm 0,16$, что соответствует фульватно-гуматному типу гумуса.

В черноземах выщелоченных (таблица 3) в составе гуминовых кислот преобладают черные их формы (фр. ГК2), составляющие в среднем около 50 % от их суммы. Меньшие доли, близкие количественно, приходятся на гуминовые кислоты фр. 1 (28 %) и фр. 3 (23 %). Доля фульвокислот в среднем не превышает 19 %. Отношение Сгк:Сфк – $1,97 \pm 0,18$ – соответствует гуматному типу гумуса.

Гумус черноземов обыкновенных (таблица 3) характеризуется более высоким содержанием связанных с кальцием ГК, чем предыдущие почвы (в среднем 65 % от суммы ГК по сравнению с 50 %), чуть меньшей долей фульвокислот (в среднем 17%) и гуматным составом (Сгк:Сфк в среднем составляет $2,17 \pm 0,55$).

В черноземах южных (таблица 3) в составе фракций гуминовых кислот преобладают черные гуминовые кислоты, имеющие близкие величины их содержания с черноземами обыкновенными (в среднем 63 %), а, следовательно, и суммарного количества гуминовых кислот (в среднем 38 %). Доля фульвокислот существенно выше – около 22 %. Интегральный показатель состава гумуса –

Сгк:Сфк – имеет более низкие величины, составляющие $1,78 \pm 0,29$, которые также позволяют отнести состав гумуса к гуматному типу.

Гумус каштановых почв (таблица 3) также характеризуется более низкой, чем предыдущие почвы, долей гуминовых кислот (в среднем 30 % от общего органического углерода), при этом более 59 % углерода от суммы гуминовых кислот приходится на связанные с кальцием ГК. Доля фульвокислот в среднем составляет около 20 % и близка к черноземам южным. Отношение углерода ГК и ФК уменьшается до $1,48 \pm 0,16$, что соответствует гумусу пограничного типа (фульватно-гуматного – гуматного состава).

Как говорилось в главе 1, наиболее информативным показателем состава гумуса, сохраняющимся во времени, является его интегральная характеристика – Сгк:Сфк, показывающая соотношение в нем гуминовых и фульвокислот [Чичагова, 1961 ; Морозова, Чичагова, 1968 ; Бирюкова, 1978 ; Бирюкова, Орлов, 1980 ; Зыкина и др., 1981 ; Дергачева, 1984 ; Дергачева, Зыкина, 1988]. Именно этот показатель в первую очередь используется при реконструкции условий формирования палеопочв традиционным профилно-генетическим методом. Он является также одним из комплекса показателей, используемых в педогумусовом методе.

Таким образом, гумус современных почв Урала, формирующихся в разных природно-климатических условиях, имеет специфические особенности состава, определяемые экологическими условиями их формирования. Близость показателей состава гумуса бурых горно-лесных и дерново-подзолистых почв является отражением сходства биоклиматических условий районов их распространения.

Установленные пределы изменения отдельных показателей, получаемых расчетным путем в ходе проведения анализа состава гумуса, а именно, доли содержания гуминовых кислот и их соотношения с фульвокислотами современных почв Урала разных условий формирования были использованы при диагностике среднеплейстоценовых палеопочв Южного Урала и реконструкции возможных биоклиматических характеристик времени их формирования на этой территории педогумусовым методом.

При проведении диагностики палеопочв педогумусовым методом требуется комплекс показателей состава и свойств гуминовых кислот современных почв

разных условий формирования и их соотношения с другими компонентами гумуса: доли структурообразующих элементов и их соотношения; спектральные свойства гуминовых кислот, среди которых наиболее употребляемыми являются оптические свойства в видимой области спектра и рассчитываемые на их основе коэффициенты экстинкции и цветности; а также флуоресцентные свойства гуминовых кислот, для количественной выраженности которых может служить первый момент флуоресценции [Дергачева, 2018].

Это требует наличия материалов, характеризующих элементный состав гуминовых кислот современных почв Южного Урала разных условий формирования, а также результатов изучения их свойств, применяемых в качестве рецетных в настоящей работе.

Необходимость наличия характеристик гуминовых кислот современных почв разных условий формирования, которые могли бы быть использованы для обобщенных представлений о количественных показателях состава гуминовых кислот, побудила нас выделить гуминовые кислоты из ряда современных почв Южного Урала и сопредельных районов, сформированных в разных условиях природной среды, и определить в них, прежде всего, элементный состав гуминовых кислот (таблица 4).

Таблица 4 – Среднестатистические характеристики элементного состава гуминовых кислот наиболее распространенных современных почв участков расположения диагностируемых палеопочв и прилегающих территорий, по данным автора (атомные %)

[illegible]

Нами проанализировано в общей сложности 27 препаратов гуминовых кислот. Эти данные дополнили базу данных по эколого-гумусовым связям почв Урала и вошли в расчеты среднестатистических величин соотношения основных элементов в гуминовых кислотах разных условий формирования фоновых и сопредельных с ними территорий, вычисленных на основе совокупности литературных и наших данных.

Для оценки состава и строения гуминовых кислот удобнее использовать выражение элементного состава не в массовых процентах, первоначально получаемых в процессе анализа, а в атомных процентах и атомных соотношениях элементов, что дает более четкое представление о составе вещества и роли различных атомов в его строении.

Для того чтобы получить надежную основу для диагностики типов и условий палеопедогенеза на основе выявления аналогов между палеопочвами и современными почвами по соотношению основных структурообразующих элементов, приведенные выше данные были обобщены с материалами изучения элементного состава гуминовых кислот, имеющимися в литературных источниках. Элементный состав гуминовых кислот, выделенных из гумусовых горизонтов современных почв Южного Урала и прилегающих территорий, представлен в таблице 5. В ней сведены среднестатистические материалы, опубликованные в более ранних работах [Дергачева и др., 2012 ; Некрасова, 2013] и полученные нами в процессе реализации задач исследования настоящей работы.

Анализ приведенных данных по соотношению основных элементов в гуминовых кислотах почв Южного Урала и прилегающих территорий показал, что величина отношения Н:С превышает 1,0 в гуминовых кислотах бурых горно-лесных и дерново-подзолистых почв в связи с преобладанием в их составе водорода над углеродом. Величина С:N в этих почвах в среднем составляет 23–24, О:С – 0,52–0,62 [Некрасова, 2013]. В почвах лесостепных условий формирования обуглероженность и содержание азота в гуминовых кислотах увеличиваются, абсолютные величины отношения Н:С и С:N уменьшаются, колеблются в пределах 0,91–1,06 и 16,65–18,70 % и составляют в среднем для серых лесных почв $1,06 \pm 0,06$ и $16,65 \pm 2,57$, а для черноземов выщелоченных – $0,99 \pm 0,11$ и $18,40 \pm 3,30$ соответственно.

Таблица 5 – Среднестатистические показатели соотношения основных элементов в гуминовых кислотах наиболее распространенных современных почв Южного Урала и прилегающих территорий, полученных на основе обобщенных оригинальных и литературных данных (атомные %)

Тип (подтип) почв	n	H:C	O:C	C:N
Бурые горно-лесные	21	1,13±0,13	0,52±0,06	23,79±3,30
Дерново-подзолистые	50	1,14±0,12	0,57±0,08	22,92±6,88
Серые лесные	9	1,06±0,06	0,58±0,02	16,65±2,57
Черноземы выщелоченные	28	0,99±0,11	0,62±0,07	18,40±3,30
Черноземы обыкновенные	48	0,86±0,08	0,59±0,05	19,01±2,88
Черноземы южные	6	0,73±0,03	0,54±0,02	18,56±0,62
Примечание: литературные данные использованы из работ [Дергачева и др., 2012 ; Некрасова, 2013]				

Гуминовые кислоты почв степных условий формирования характеризуются еще более высокой обуглероженностью по сравнению с лесостепными и уменьшением величины отношения H:C в среднем до 0,73–0,86. Они отличаются более высокой насыщенностью азотом, чем почвы горно-лесных и южнотаежных условий формирования, и близкой – к гуминовым кислотам других подтипов черноземов.

Таким образом, гуминовые кислоты современных почв Южного Урала фоновой и прилегающих территорий, формирующихся в разных природно-климатических условиях, имеют определенные пределы величин соотношения основных элементов в их составе. Бурые горно-лесные и дерново-подзолистые почвы, формирующиеся в пределах близких биоклиматических рубежей, характеризуются и близкими показателями элементного состава гуминовых кислот.

Обобщение материалов по элементному составу гуминовых кислот с использованием графо-статистического анализа по Ван-Кревелену [Van Krevelen et al., 1951] наиболее распространенных современных почв исследуемой территории Урала, представленное на рисунке 5 А, показало, что почвы лесных, лесостепных и степных условий формирования имеют четкие компактные индивидуальные поля распределения показателей элементного состава

Таким образом, данные по элементному составу гуминовых кислот почв Южного Урала фоновых и прилегающих территорий разных условий формирования показали присутствие специфических пределов колебаний элементного состава ГК, проявившиеся в наличии индивидуальных полей распределения в координатах H:C-O:C и H-C .

Для сравнений палеопочв с современными почвами по другим характеристикам гуминовых кислот – спектральным свойствам в видимой области спектра и флуоресцентным свойствам – были также обобщены данные, полученные автором для почв территории распространения исследуемых палеопочв, и литературные данные с учетом материалов из базы данных по эколого-гумусовым связям, предоставленным нам в ИПА СО РАН (таблица 6).

Таблица 6 – Среднестатистические показатели количественных характеристик оптических и флуоресцентных свойств гуминовых кислот наиболее распространенных современных почв Южного Урала и прилегающих территорий, полученных на основе обобщенных оригинальных, литературных материалов и данных из рабочей базы по эколого-гумусовым связям ИПА СО РАН (атомные %)

Ландшафтная зона	$E_4:E_6$	$E^{0,001\% \text{гк}}$ при $\lambda -465 \text{ нм}$ и $l = 1 \text{ см}$	M_1
Тундра и лесотундра	5,6–7,2	0,030–0,033	420–440
Южная тайга (горная и равнинная)	4,1–4,6	0,043–0,057	445–450
Лесостепь	3,5–4,0	0,079–0,094	450–500
Степь	2,8–3,4	0,109–0,120	495–505
Примечание: литературные материалы использованы из работ О. А. Некрасовой [2002 а, б]			

Поскольку для каждого из приводимых в таблице параметров ГК современных почв мы располагали разным объемом информации, приводятся пределы каждого из показателей. Недостаток материалов по характеристике флуоресцентных свойств гуминовых кислот современных почв Урала не позволил использовать эти характеристики для диагностики природной среды формирования палеопочв на количественном уровне, однако они способствовали выявлению аналогов и определению биоклиматических условий на уровне

ландшафтной приуроченности. В то же время учитывая, что соотношение основных элементов в ГК является одним из базовых показателей и что объем информации по соотношению элементов в современных почвах и палеопочвах оказался достаточным для выявления количественных связей между этими показателями ГК и условиями их формирования, были определены периоды биологической активности для каждого из отрезков времени формирования палеопочв или педогенного преобразования отложений (глава 4).

Выявленные особенности состава гумуса современных почв Южного Урала и прилегающих территорий, формирующихся в разных природно-климатических условиях, а также состав гуминовых кислот, их долевое содержание в составе гумуса и соотношение с другими его компонентами использованы для обнаружения аналогов между современными почвами и палеопочвами и реконструкций биоклиматических условий формирования последних.

ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МИАССКОГО КАРЬЕРА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ И РЕКОНСТРУКЦИЯ БИОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ИХ ОСНОВЕ

Как было показано в главе 2, изучение морфологии отложений Миасского карьера на Южном Урале позволило выявить ряд признаков древнего педогенеза. Для выявления других признаков, проявляющихся в свойствах почвенной массы отложений, и реконструкции условий формирования палеопочв были использованы устойчивые во времени характеристики гумусовой составляющей и физико-химических свойств, информативная значимость которых рассмотрена в главе 1.

4.1. Физико-химические свойства среднелейстоценовых палеопочв и отложений

Рассмотрение физико-химических характеристик отложений Миасского карьера Южного Урала, относящихся к среднему плейстоцену, начнем с самого древнего среди изученных нами сарыкульского (миасского) стратиграфического горизонта, в верхней части которого были выделены две палеопочвы, наложенные друг на друга: палеопочва I (sr') и выше нее палеопочва II (sr''). Как было указано ранее в главе 2, сарыкульские палеопочвы были вскрыты в нескольких зачистках отложений карьера.

Нижняя сарыкульская палеопочва (палеопочва I, sr')

Нижняя сарыкульская палеопочва представлена в зачистке 2-013 только горизонтами [A] и [B], в зачистке 9-014 горизонтами [A], [AB] и [B], тогда как зачистка 1-016 вскрыла полный профиль палеопочвы.

Горизонты [A] sr' палеопочв (таблица 7) сложены глиной легкой или тяжелым суглинком с преобладанием илистой фракции, содержание которой лежит в пределах 25–44 %.

Таблица 7 – Гранулометрический состав нижних сарыкульских палеопочв (sr'), вскрытых разными зачистками (содержание фракций в мм, %)

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl, %	1,00–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	< 0,01
Зачистка 1-016										
18	[A]	0–7	4,9	14,6	9,8	23,6	3,4	11,7	32,0	47,1
17	[A]	7–17	5,9	12,7	9,5	15,2	1,7	11,8	43,3	56,8
16	[A]	17–27	5,4	10,9	5,7	16,9	2,1	16,0	43,0	61,1
15	[A]	27–37	5,7	10,4	1,9	18,1	5,9	16,8	40,9	75,8
14	[A]	37–47	5,1	10,5	0,5	24,3	3,8	15,5	40,3	59,6
13	[A]	47–57	4,5	11,1	3,1	27,5	1,3	16,3	36,3	53,9
12	[AB]	57–67	2,8	10,9	36,1	4,9	5,3	7,8	32,3	45,4
11	[AB]	67–78	3,3	13,8	35,5	2,9	0,4	9,1	35,1	44,6
10	[B]	78–88	5,2	10,9	22,5	7,6	1,7	18,9	33,3	53,9
9	[B]	88–98	6,2	17,6	14,2	9,3	2,1	1,3	49,3	52,7
8	[B]	98–108	5,9	22,6	12,7	10,1	2,5	0,8	45,4	48,7
7	[B]	108–118	5,5	23,1	9,9	13,0	2,9	1,7	44,0	48,6
6	[B]	118–128	5,2	19,7	16,5	9,6	0,4	3,4	45,2	49,0
5	[B]	128–138	5,7	14,3	15,0	13,0	2,5	2,5	47,1	52,1
4	[BC]	138–149	5,7	24,2	12,4	11,6	0,8	2,9	42,4	46,1
3	[C]	149–160	10,4	24,4	16,9	27,2	3,7	1,2	16,1	21,0
2	[C]	160–170	10,9	23,6	15,5	20,2	7,4	6,6	15,7	29,7
1	[C]	170–180	2,5	19,8	21,2	26,8	6,6	7,8	15,3	29,7

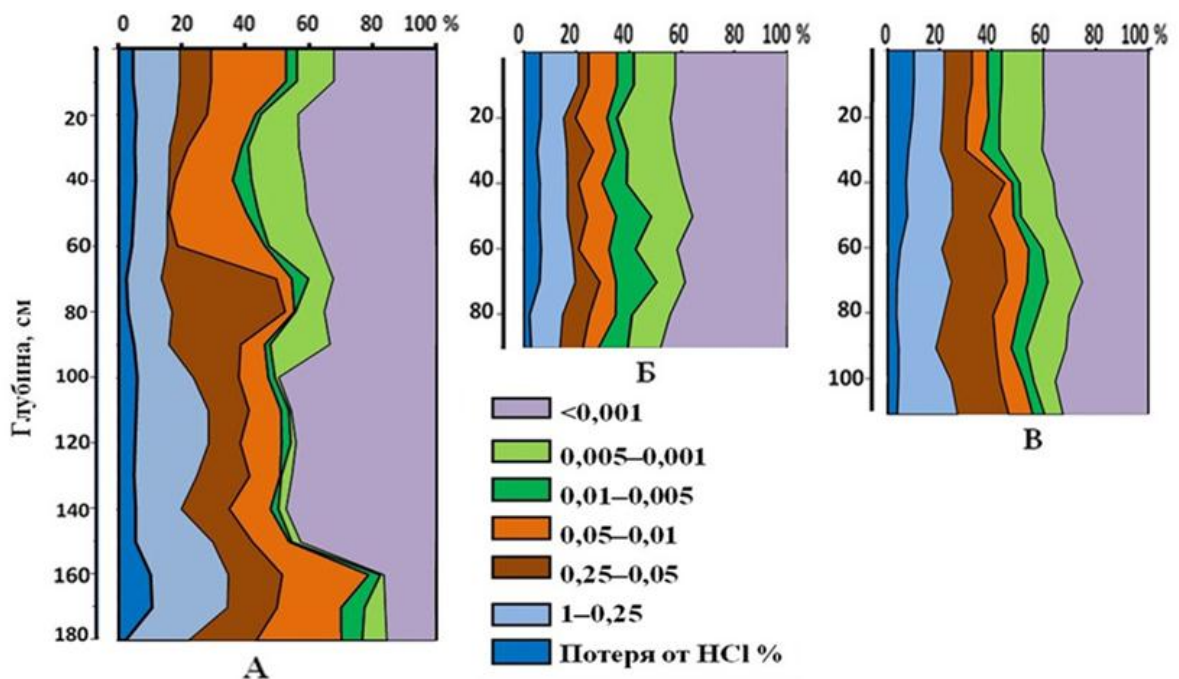
Окончание таблицы 7

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl, %	1,00–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	< 0,01
Зачистка 2-013										
9	[A]	0–9	6,8	14,2	3,8	10,9	6,3	15,9	42,2	64,4
8	[A]	9–19	6,8	8,7	4,3	12,1	3,7	20,5	43,9	68,1
7	[A]	19–29	5,4	11,3	9,9	8,4	4,6	18,1	42,2	64,9
6	[A]	29–39	6,4	10,5	4,0	9,2	9,2	21,3	39,4	69,9
5	[A]	39–49	6,2	10,7	7,3	11,2	13,3	15,8	35,5	64,6
4	[A]	49–59	6,9	11,9	2,2	11,7	10,0	15,9	41,4	67,3
3	[A]	59–69	6,3	13,6	9,2	6,3	15,4	10,9	38,4	64,7
2	[B]	69–79	2,5	12,6	10,0	10,1	6,1	14,6	44,1	64,8
1	[B]	79–89	3,1	11,0	8,5	6,1	11,0	12,6	47,6	71,2
Зачистка 9-014										
56	[A]	0–10	10,3	11,7	10,6	5,9	5,5	16,0	40,0	61,5
55	[A]	10–20	9,7	11,8	9,1	8,4	4,2	17,1	39,7	61,0
54	[A]	20–30	8,2	12,4	9,6	5,9	7,1	16,4	40,4	63,9
53	[A]	30–40	7,3	17,7	20,2	2,9	2,9	13,0	36,0	51,9
52	[A]	40–50	7,8	17,4	14,1	9,2	2,9	13,8	34,8	51,5
51	[A]	50–60	5,0	16,1	23,7	9,6	5,4	10,9	29,3	45,6
50	[AB]	60–70	3,8	21,0	21,1	7,9	7,9	13,3	25,0	46,2
49	[AB]	70–80	3,6	18,2	18,9	9,6	7,5	12,1	30,1	49,7
47	[B]	80–90	4,5	14,3	23,0	5,9	5,9	15,2	31,2	52,3
46	[B]	90–100	4,4	20,3	18,7	9,1	3,8	8,4	35,3	47,5
45	[B]	100–110	3,9	23,2	19,6	9,2	4,6	7,1	32,4	44,1
Примечание: глубины указаны от поверхности палеопочвы										

Горизонт [AB] имеет тяжело- или среднесуглинистый состав и характеризуется преобладанием песчаных фракций по сравнению с другими горизонтами и пониженным содержанием ила, доля которого варьирует в них в разных зачистках от 25 до 35 %. Кроме этого горизонта, почвы могут быть отнесены к пылевато-иловатым.

Мелкозем горизонтов [B] и [BC] sr' представлен суглинком тяжелым в зачистках 1-016, 9-014 или глиной легкой в зачистке 2-013 со значительным преобладанием во всех зачистках ила. Порода, подстилающая нижнюю сарыкульскую палеопочву, является суглинком легким с преобладанием крупного песка и крупной пыли (таблица 7).

Среди фракций физического песка в разных зачистках преобладают различные размерные группы: в зачистке 1-016 – крупная пыль, в зачистке 2-013 – крупная пыль и в некоторых случаях мелкий песок, в зачистке 9-014 – крупный или мелкий песок (рисунок 6).



Зачистки: А – 1-016; Б – 2-013; В – 9-014

Рисунок 6 – Гранулометрический состав нижних (sr') сарыкульских палеопочв

Обобщая вышеизложенное, можно отметить, что морфологически выделенные нижние сарыкульские палеопочвы sr' характеризуются повышенным

содержанием ила во всех горизонтах, за исключением горизонта [C], и представлены суглинком тяжелым или глиной легкой (рисунок 6). В зачистке 1-016, вскрывающей полнопрофильную sr' палеопочву, как и в других разрезах, заметно увеличение доли илистых частиц в горизонтах [B], что характерно для почв лесостепных условий формирования [Почвоведение, 1988].

Среднее содержание **общего органического углерода** ($C_{орг.}$) в горизонтах [A] всех зачисток нижних сарыкульских sr' палеопочв (таблица 8) варьирует от $0,54 \pm 0,11\%$ (зачистка 9-014) до $0,77 \pm 0,07\%$ (зачистка 2-013). Наблюдается снижение количества общего органического углерода с глубиной (рисунок 7), которое в нижних горизонтах [B], [BC] и [C] существенно ниже и составляет около 0,1 % (таблица 8). Следует обратить внимание на изменение с глубиной $C_{орг.}$ в пределах гумусового горизонта, имеющее некоторое относительное накопление его в нижней части, что характерно для почв лесостепи, особенно для черноземов выщелоченных. Наиболее четко повышенное накопление гумуса выражено в почвах, вскрытых в зачистках 2-013 и 1-016 (рисунок 7).

Исследуемые палеопочвы отличаются относительно повышенным содержанием общего органического углерода в гумусовых горизонтах по сравнению с другими почвами ранне- и среднелепистоценового времени, в которых его количество, как правило, не превышает 0,4 % [Дергачева, Зыкина, 1988].

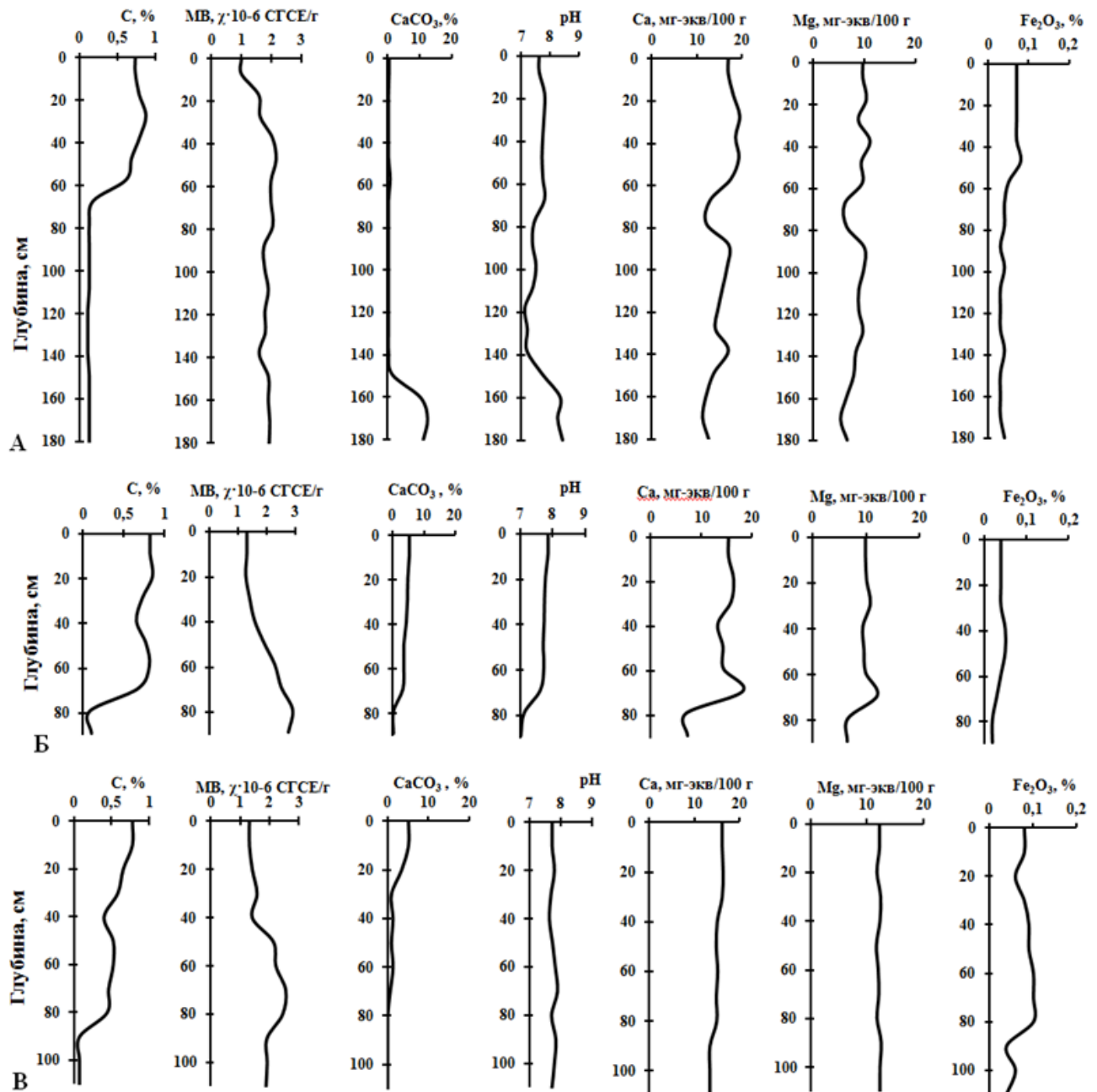
Гумусовые горизонты нижних сарыкульских (sr') палеопочв во всех рассматриваемых зачистках характеризуются повышенной удельной магнитной восприимчивостью, которая в среднем составляет в почве, вскрытой зачисткой 1-016 – $1,73 \pm 0,39 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г, близкими значениями в разрезе 1-016 и незначительно более высокими ($1,88 \pm 0,48 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г) в разрезе 9-014, а также увеличением удельной магнитной восприимчивости с глубиной горизонта (рисунок 7), что часто наблюдается в почвах экотонов, в том числе лесостепи [Каллас, Дергачева, 2011 ; Дергачева, 2007 ; Палеопочвы..., 2012]. Горизонты [B] зачисток 1-016 и 9-014 имеют близкие значения МВ, составляющие в среднем $1,76 \cdot 10^{-6}$ и $1,90 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г соответственно. Магнитная восприимчивость в нижних горизонтах палеопочвы [BC] и [C] зачистки 1-016 в среднем составляет $1,91 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г (таблица 8).

Таблица 8 – Характеристики вещественного состава нижних сарыкульских палеопочв (sr'), вскрытых разными зачистками

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{орг} , %	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г	CaCO ₃ , %	pH _{водн.}	Ca ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Fe ₂ O ₃ , %
Зачистка 1-016										
18	[A]	0–7	0,73	1,00	0,6	7,61	16,9	9,7	26,6	0,07
17	[A]	7–17	0,78	1,58	0,4	7,80	18,0	10,4	28,4	0,07
16	[A]	17–27	0,87	1,62	0,4	7,79	19,4	8,8	28,2	0,07
15	[A]	27–37	0,79	2,03	0,4	7,74	18,5	11,1	29,6	0,07
14	[A]	37–47	0,68	2,15	0,4	7,71	19,2	9,4	28,6	0,08
13	[A]	47–57	0,61	1,98	0,9	7,74	17,4	9,6	27,0	0,05
12	[AB]	57–67	0,17	1,98	0,4	7,80	12,9	6,1	19,0	0,04
11	[AB]	67–78	0,12	2,04	0,4	7,43	12,1	6,5	18,6	0,04
10	[B]	78–88	0,12	1,74	0,4	7,38	17,0	10,0	27,0	0,03
9	[B]	88–98	0,12	1,77	0,4	7,50	16,7	9,9	26,6	0,04
8	[B]	98–108	0,12	1,89	0,4	7,40	15,7	8,9	24,6	0,03
7	[B]	108–118	0,10	1,78	0,4	7,11	14,7	8,9	23,6	0,03
6	[B]	118–128	0,10	1,79	0,4	7,20	14,1	9,7	23,8	0,03
5	[B]	128–138	0,10	1,59	0,4	7,18	16,9	8,3	25,2	0,04
4	[BC]	138–149	0,12	1,90	1,5	7,72	13,7	7,9	21,6	0,03
3	[C]	149–160	0,12	1,89	10,2	8,35	12,0	6,4	18,4	0,03
2	[C]	160–170	0,12	1,94	12,3	8,26	11,3	5,3	16,6	0,03
1	[C]	170–180	0,12	1,92	11,0	8,43	12,6	6,6	19,2	0,04

Окончание таблицы 8

№ обр.	Горизонт	Глубина, см*	C _{орг} , %	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г	CaCO ₃ , %	pH _{водн.}	Ca ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Fe ₂ O ₃ , %
Зачистка 2-013										
9	[A]	0–9	0,83	1,31	5,2	7,84	15,3	9,9	25,2	0,04
8	[A]	9–19	0,86	1,27	4,7	7,76	16,3	10,1	26,4	0,04
7	[A]	19–29	0,73	1,40	4,6	7,73	15,8	10,8	26,6	0,04
6	[A]	29–39	0,66	1,57	4,2	7,72	13,2	9,4	22,6	0,05
5	[A]	39–49	0,78	1,90	3,4	7,69	14,2	9,6	23,8	0,05
4	[A]	49–59	0,82	2,29	3,4	7,71	14,3	9,9	24,2	0,04
3	[A]	59–69	0,68	2,51	3,1	7,60	18,1	12,1	30,2	0,03
2	[B]	69–79	0,08	2,91	0	7,10	7,0	6,6	13,6	0,02
1	[B]	79–89	0,10	2,76	0	7,00	7,3	6,5	13,8	0,02
Зачистка 9-014										
56	[A]	0–10	0,77	1,31	5,1	7,71	16,1	12,1	28,2	0,08
55	[A]	10–20	0,65	1,41	3,4	7,78	16,3	11,7	28,0	0,06
54	[A]	20–30	0,58	1,57	0,9	7,67	16,1	12,3	28,4	0,08
53	[A]	30–40	0,40	1,41	1,3	7,62	15,0	12,2	27,2	0,09
52	[A]	40–50	0,52	2,14	0,9	7,72	14,8	11,6	26,4	0,09
51	[A]	50–60	0,52	2,22	1,3	7,81	15,1	11,9	27,0	0,10
50	[A]	60–70	0,46	2,56	0,6	7,88	14,8	12,0	26,8	0,10
49	[A]	70–80	0,44	2,45	0	7,69	14,9	11,7	26,6	0,10
47	[B]	80–90	0,08	1,91	0	7,83	13,4	12,4	25,8	0,04
46	[B]	90–100	0,08	1,92	0	7,78	13,4	12,2	25,6	0,06
45	[B]	100–110	0,08	1,88	0	7,70	13,4	12,2	25,6	0,04
Примечание: Глубины указаны от поверхности палеопочвы										



Зачистки: А – 1-016; Б – 2-013; В – 9-014

Рисунок 7 – Изменение с глубиной физико-химических характеристик нижних сарыкульских (sr') палеопочв

Среднее **содержание карбонатов** во всех изученных палеопочвах sr' крайне низкое и лежит в пределах от менее 1 % до 3–4 %, за исключением породы, подстилающей эту палеопочву, где их содержание достигает 10–12% (таблица 8).

Относительно небольшое для гумусовых горизонтов палеопочв содержание CaCO_3 , по всей видимости, диагностирует изначальное отсутствие первичных карбонатов в этой части почвенного профиля или их выщелоченность

в нижележащую толщу. Принимая во внимание, что горизонт [С] представляет собой аллювиальные отложения, приуроченность к нему максимума накопления карбонатов в полнопрофильной зачистке палеопочвы 1-016 (рисунок 7) может служить в пользу вымывания карбонатов из профиля палеопочвы в период ее активного функционирования.

Гумусовые горизонты палеопочв в большинстве зачисток (таблица 8) характеризуются слабощелочными значениями рН водной суспензии, лежащими в области 7,6–8,1. В горизонтах [В] рН имеет близкие к горизонтам [А] значения (7,7–8,1), за исключением зачистки 2-013, где реакция среды нейтральная. Величины актуальной кислотности в горизонтах [ВС] и [С] лежат в щелочной области, рН варьирует от 8,0 до 8,4 (таблица 8).

В целом рН почвенного раствора нижних сарыкульских палеопочв изменяется в небольших пределах – от 7,0 до 8,0, за исключение обогащенного карбонатами горизонта [С] (рисунок 7). На основании слабощелочных и даже нейтральных значений рН можно предположить, что реакция среды палеопочв в период их функционирования могла находиться в области слабокислых–нейтральных значений.

В профиле нижних сарыкульских палеопочв с глубиной в целом происходит нелинейное снижение суммарного содержания поглощенных катионов кальция и магния (рисунок 7). Так, в горизонтах [А] этот показатель имеет максимальные значения (таблица 8), лежащие в большинстве случаев в пределах от 26 до 29 мг-экв/100 г почвы, глубже – в горизонте [АВ] – сумма поглощенных катионов в среднем ниже почти на 5–10 мг-экв/100 г почвы (таблица 8). В то же время с глубиной в нижней части профиля наблюдается постепенное сокращение их количеств, снижаясь округленно до 22 мг-экв/100 г почвы в горизонте [ВС] и далее в среднем до 18 мг-экв/100 г почвы в горизонте [С]. Изменение по профилю обменных кальция и магния в почве, вскрытой зачисткой 9-016, характеризуется относительной равномерностью (рисунок 7).

В почвенном поглощающем комплексе всех рассматриваемых палеопочв кальция содержится не более, чем в 1,8 раза больше, чем магния (таблица 8). Относительно узкое отношение поглощенных ионов Ca^{2+} к Mg^{2+} может быть

обусловлено особенностью породы, на которой происходило формирование палеопочв.

Содержание аморфного железа (таблица 8) различается в гумусовых горизонтах, вскрытых разными зачистками, незначительно, составляя в среднем 0,07 %, 0,04 и 0,09 % в зачистках 1-016, 2-013 и 9-014 соответственно. В соответствующих им горизонтах [B] оно содержится в два раза меньших количествах. В полнопрофильной палеопочве четко прослеживается снижение количества аморфных форм железа с глубиной (рисунок 7). Такое распределение Fe_2O_3 в целом характерно для черноземных почв [Зонн, 1982].

Таким образом, анализ физико-химических характеристик нижних сарыкульских палеопочв, вскрытых зачистками в обнажении Миасского карьера, показал, что они сходны между собой тяжелым гранулометрическим составом мелкозема верхних горизонтов, слабощелочной реакцией среды, характером распределения по почвенному профилю общего органического углерода, относительно высоким для палеопочв подобного возраста содержанием гумуса в горизонтах [A], близкими количествами поглощенных кальция и магния, среди которых во всех образцах преобладает первый над вторым, относительно невысоким содержанием аморфных форм железа (что дает возможность предполагать практически отсутствие оглеения во время формирования палеопочв), а также близкими средними величинами и сходным характером изменения с глубиной магнитной восприимчивости. На основании распределения ила и карбонатов по полному профилю палеопочвы и реакции среды можно предположить, что они могли вымываться вглубь почвенного профиля в период ее функционирования.

Верхняя сарыкульская палеопочва (палеопочва II, sr'')

Верхняя сарыкульская палеопочва представлена в зачистке 5-016 гумусовым горизонтом, в зачистке 2-013 – горизонтами [A] и [B].

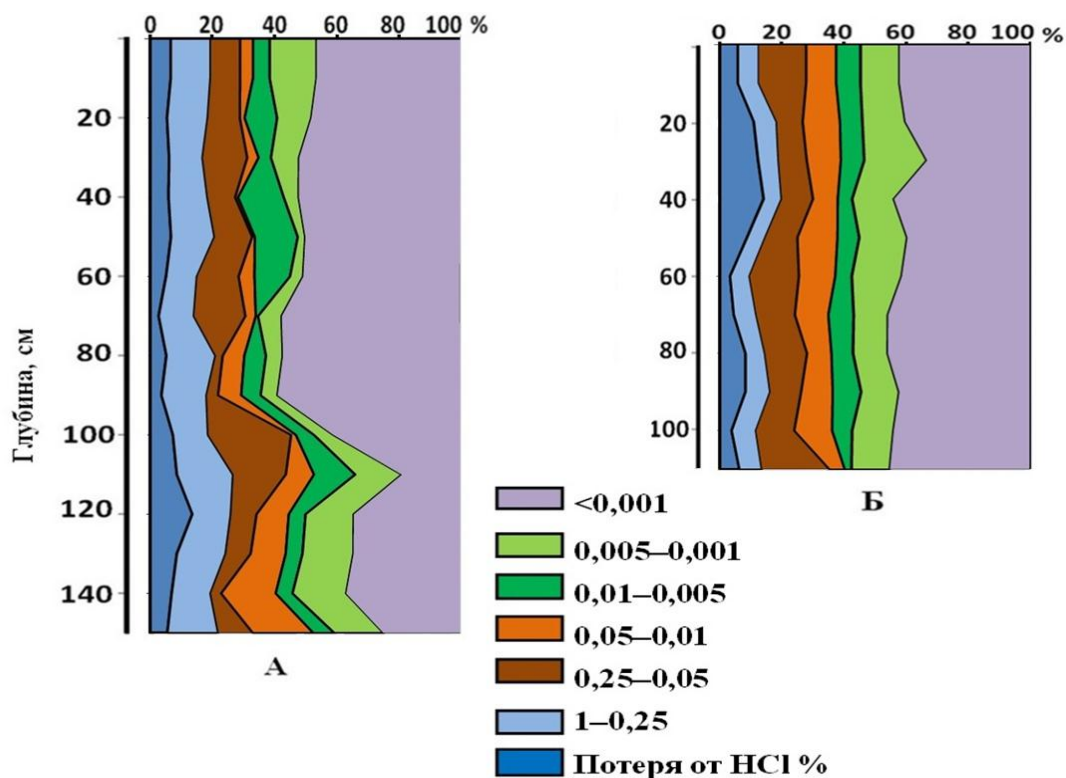
Гумусовые горизонты палеопочв sr'' (таблица 9) сложены глиной легкой или суглинком тяжелым с преобладанием фракции ила, содержание которой лежит в основном в пределах 40–59 %. Среди фракций физического песка (таблица 9) в зачистке 2-013 преобладает крупный песок, в зачистке 5-016 – мелкий песок или крупная пыль.

Таблица 9 – Гранулометрический состав верхних сарыкульских палеопочв (sr"), вскрытых разными зачистками (содержание фракций в мм, %)

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl, %	1,00–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	< 0,01
Зачистка 2-013										
25	[A]	0–10	6,8	12,9	9,4	4,2	5,4	15,0	46,3	66,7
24	[A]	10–20	5,6	13,2	10,2	1,6	10,5	10,9	48,1	69,5
23	[A]	20–28	6,3	10,8	14,3	3,7	4,0	9,0	51,9	64,9
22	[A]	28–36	6,1	12,6	8,8	1,0	14,7	4,8	52,1	71,6
21	[A]	36–46	6,9	14,1	12,0	0,9	13,8	2,4	49,9	66,1
20	[A]	46–56	5,3	10,0	13,3	5,2	11,4	4,2	50,5	66,1
19	[A]	56–66	2,9	11,4	16,5	3,4	0,8	7,5	57,4	65,7
18	[A]	66–76	5,4	15,9	2,2	7,0	7,0	5,4	57,2	69,6
17	[A]	76–86	3,8	14,6	3,6	7,5	6,3	5,4	58,8	70,5
16	[B]	86–96	7,5	11,4	26,6	1,6	5,8	6,2	41,0	53,0
14	[B]	96–106	8,8	18,2	16,8	9,1	13,2	14,9	19,0	47,1
13	[B]	106–116	13,8	12,5	8,1	10,4	5,4	15,4	34,5	55,3
12	[B]	116–126	8,8	15,8	7,9	11,3	5,4	16,3	34,7	56,4
11	[B]	126–136	7,1	12,6	3,3	17,6	5,4	17,2	36,9	59,5
10	[B]	136–146	5,7	16,5	11,0	19,5	6,7	15,8	24,9	47,4
Зачистка 5-016										
26	[A]	0–6	6,0	6,8	15,3	9,7	7,7	12,5	42,0	62,2
25	[A]	6–12	11,2	7,4	8,4	12,0	7,1	13,8	40,1	61,0
24	[A]	12–22	12,6	6,6	9,1	11,0	7,4	20,1	33,2	60,7
23	[A]	22–32	14,4	5,8	10,1	8,0	4,5	13,4	43,8	61,7

Окончание таблицы 9

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl, %	1,00–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	< 0,01
22	[A]	32–42	9,0	5,9	10,4	12,9	6,9	15,4	39,5	61,8
21	[A]	42–52	3,5	6,3	16,0	11,7	5,2	16,0	41,3	62,5
20	[A]	52–62	4,7	7,3	12,5	10,8	8,0	11,0	45,7	64,7
19	[A]	62–74	8,5	6,3	13,6	7,9	6,8	11,1	45,8	63,7
58	[A]	74–84	8,5	8,0	10,0	10,2	9,0	12,2	42,1	63,3
57	[A]	84–94	4,0	7,9	12,4	12,2	6,3	13,3	43,9	63,5
56	[A]	94–104	6,5	7,3	21,7	5,0	2,1	12,3	45,1	59,5
Примечание: глубины указаны от поверхности палеопочв										



Зачистки: А – 2-013; Б – 5-016

Рисунок 8 – Гранулометрический состав верхних сарыкульских палеопочв (sr'')

Мелкозем горизонта [B] (таблица 9) представлен суглинком тяжелым, максимальную долю в его составе также составляет ил, на него приходится чаще всего 24–35 %. Распределение илистой фракции по профилю sr'' палеопочв показывает накопление ее в пределах глубин около 60–90 см в разрезе 2-013 и около 50–100 см – в разрезе 5-016 (рисунок 8).

Таким образом, морфологически выделенные верхние сарыкульские палеопочвы характеризуются тяжелосуглинистым или глинистым составом и преобладанием фракции ила во всех вскрытых горизонтах. По преобладанию частиц почвы могут быть отнесены к песчано-иловатым.

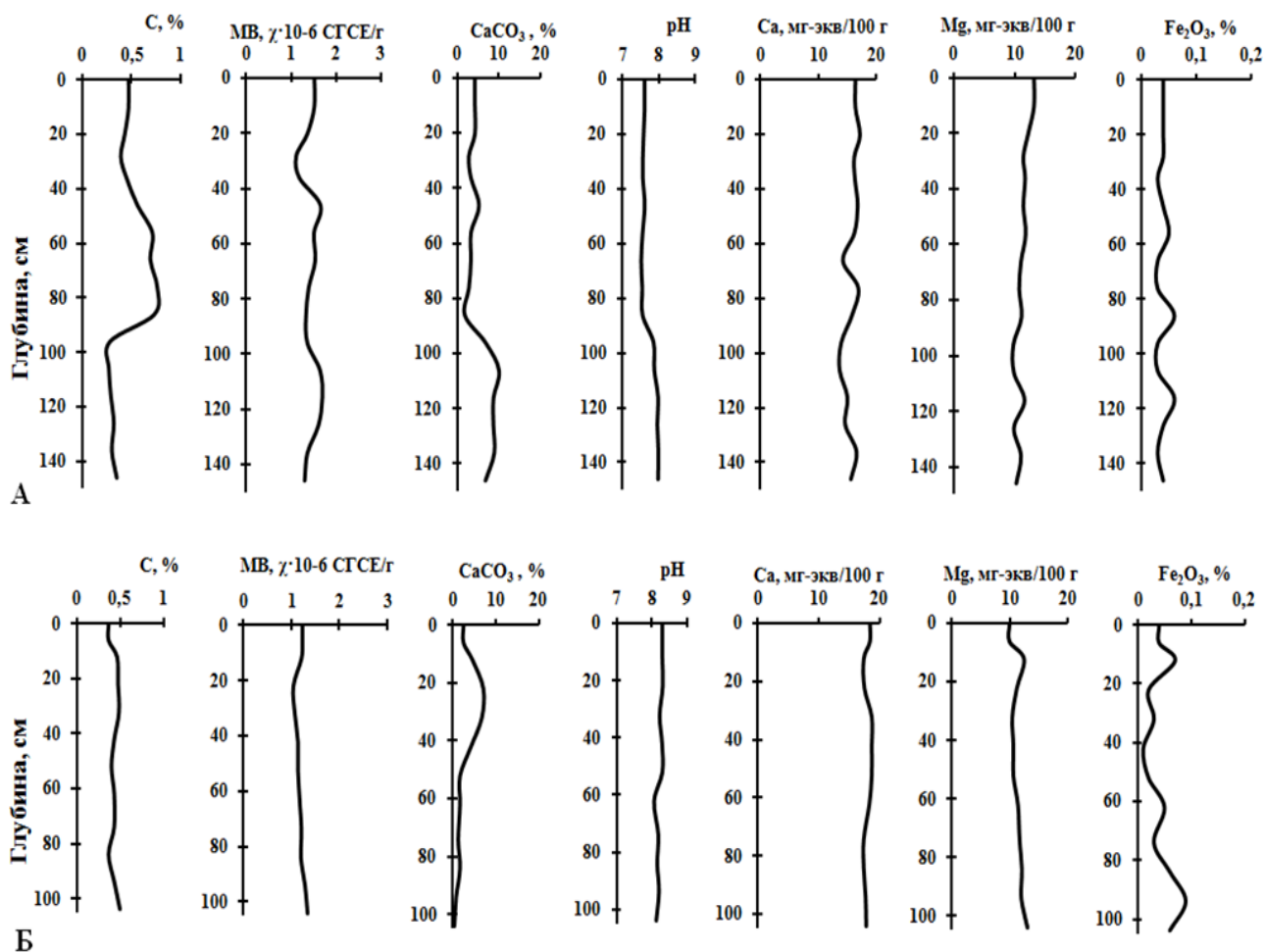
Содержание общего органического углерода (таблица 10) в горизонтах [A] палеопочв изменяется от 0,39 до 0,76 % в зачистке 2-013, достигая относительно высоких для плейстоценовых палеопочв значений в ее нижней части, и в более узких пределах – от 0,37 до 0,49 % – в зачистке 5-016. В горизонте [B] верхней сарыкульской палеопочвы количество $C_{орг.}$ существенно ниже (рисунок 9), в среднем составляет 0,30 % и варьирует в небольших пределах.

Таблица 10 – Характеристики вещественного состава верхних сарыкульских палеопочв (sr"), вскрытых разными зачистками

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{орг} , %	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г	CaCO ₃ , %	pH _{водн.}	Ca ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Fe ₂ O ₃ , %
Зачистка 2-013										
25	[A]	0–10	0,47	1,53	4,1	7,60	16,4	13,2	29,6	0,04
24	[A]	10–20	0,43	1,37	4,1	7,57	17,2	12,2	29,4	0,04
23	[A]	20–28	0,39	1,12	2,6	7,55	16,2	11,4	27,6	0,04
22	[A]	28–36	0,45	1,19	3,1	7,55	16,3	11,7	28,0	0,03
21	[A]	36–46	0,56	1,67	5,1	7,60	16,8	11,4	28,2	0,04
20	[A]	46–56	0,71	1,52	3,1	7,54	16,2	11,8	28,0	0,05
19	[A]	56–66	0,69	1,55	3,1	7,50	14,2	11,0	25,2	0,03
18	[A]	66–76	0,76	1,40	2,6	7,53	16,9	10,7	27,6	0,03
17	[A]	76–86	0,73	1,34	1,6	7,54	15,8	11,1	26,9	0,06
16	[B]	86–96	0,28	1,37	6,8	7,86	13,9	9,7	23,6	0,03
14	[B]	96–106	0,27	1,66	10,1	7,88	13,6	9,8	23,4	0,03
13	[B]	106–116	0,29	1,71	8,7	7,99	15,0	11,6	26,6	0,06
12	[B]	116–126	0,32	1,62	8,7	7,97	14,6	9,8	24,4	0,04
11	[B]	126–136	0,30	1,37	8,9	8,00	16,6	11,0	27,6	0,03
10	[B]	136–146	0,35	1,31	6,7	7,99	15,6	10,2	25,8	0,04
Зачистка 5-016										
26	[A]	0–6	0,37	1,23	2,5	8,29	18,3	9,9	28,2	0,04
25	[A]	6–12	0,46	1,21	4,6	8,29	17,3	12,5	29,8	0,07
24	[A]	12–22	0,47	1,05	7,1	8,30	17,4	11,2	28,6	0,02
23	[A]	22–32	0,48	1,08	6,7	8,21	18,6	10,4	29,0	0,03

Окончание таблицы 10

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{орг} , %	$\chi \cdot 10^{-6}$ СТСЕ/Г	CaCO ₃ , %	pH _{водн.}	Ca ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Fe ₂ O ₃ , %
22	[А]	32–42	0,43	1,14	4,2	8,28	18,6	10,6	29,2	0,01
21	[А]	42–52	0,40	1,14	1,7	8,29	18,6	10,6	29,2	0,02
20	[А]	52–62	0,43	1,17	1,7	8,05	18,2	11,4	29,6	0,05
19	[А]	62–74	0,43	1,21	1,3	8,17	17,3	11,7	29,0	0,03
58	[А]	74–84	0,37	1,20	1,7	8,14	17,3	12,1	29,4	0,06
57	[А]	84–94	0,43	1,28	0,8	8,19	17,6	12,0	29,6	0,09
56	[А]	94–104	0,49	1,33	0,4	8,11	17,7	13,1	30,8	0,06
Примечание: глубины указаны от поверхности палеопочв										



Зачистки: А – 2-013; Б – 5-016

Рисунок 9 – Изменение с глубиной физико-химических характеристик верхних сарыкульских (sr'') палеопочв

В горизонте [А] зачистки 5-016 (таблица 10) MB в среднем составляет $1,19 \cdot 10^{-6}$ CGSE/г, варьируя в более узких пределах, от 1,08 до 1,33, перекрывающихся с таковыми для предыдущей зачистки. Магнитная восприимчивость горизонта [В] имеет сходные с соответствующим ему горизонтом [А] характеристики: изменяется практически в тех же пределах (рисунок 9), от $1,31$ до $1,72 \cdot 10^{-6}$ CGSE/г, и в среднем составляет $1,51 \cdot 10^{-6}$ CGSE/г.

В гумусовых горизонтах верхних сарыкульских палеопочв (таблица 10) содержание карбонатов варьирует от 1,6 до 5,1 в зачистке 2-013, тогда как в зачистке 5-016 – в более широких пределах, от 0,4 до 7,1. Максимум накопления карбонатов приурочен к горизонту [В]: его мелкозем содержит в среднем 8,3 % CaCO_3 .

Актуальная кислотность горизонта [A] зачистки 2-013 палеопочвы sr'' (таблица 10) характеризуется слабощелочными значениями pH (7,5–7,6). Соответствующий ей горизонт [B] имеет чуть более высокие значения, варьирующие в узких пределах от 7,9 до 8,0. Почвенная масса гумусового горизонта в зачистке 5-016 имеет более щелочную реакцию почвенного раствора, незначительно изменяющуюся в его пределах (pH колеблется от 8,1 до 8,3).

Среднее суммарное содержание поглощенных ионов кальция и магния в гумусовых горизонтах (таблица 10) в среднем составляет 28–29 мг-экв/100 г почвы. Горизонт [B] палеопочвы, вскрытой зачисткой 2-013, обогащен этими катионами в меньшей мере, их количество не превышает 25 мг-экв/100 г почвы. В почвенно-поглощающем комплексе (ППК) горизонтов [A] палеопочв sr'' поглощенных ионов Ca^{2+} , содержится в 1,2–1,6 раз больше, чем Mg^{2+} , т.е. их соотношение относительно узкое.

Содержание аморфного железа (таблица 10) варьирует в зачистке 2-013 от 0,03 до 0,06 % в каждом из вскрытых горизонтов палеопочвы. В гумусовом горизонте зачистки 5-016 размах содержания железа чуть выше и находится в пределах 0,01–0,09 %.

Таким образом, верхние палеопочвы сарыкульского горизонта характеризуются тяжелым гранулометрическим составом мелкозема, слабощелочной реакцией среды, относительным накоплением карбонатов в горизонте [B] и относительно небольшим преобладанием кальция над магнием в составе поглощенных катионов в гумусовом горизонте.

Отложения тыньинского горизонта (tn)

В тыньинском стратиграфическом горизонте, расположенном над сарыкульским (миасским) горизонтом, вскрытым в зачистке 5-016, четко морфологически выделяются две толщи: песчано-каменистый слой (ПКС) в верхней части и подстилающие его осадки, подразделенные на отдельные слои по внешним признакам. Материалы, характеризующие гранулометрический состав этих отложений, представлены в таблице 11 и на рисунке 10.

Таблица 11 – Гранулометрический состав осадков тыньинского горизонта (содержание фракций в мм, %)

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl	1,00– 0,25	0,25– 0,05	0,05– 0,01	0,01– 0,005	0,005– 0,001	< 0,001	< 0,01
Зачистка 5-016										
52	ПКС	0–10	6,9	25,2	25,1	8,3	5,5	8,3	20,7	34,5
51		10–20	5,7	29,9	24,2	8,6	5,2	7,2	19,2	31,6
50		20–30	7,0	39,6	25,0	5,5	3,2	6,8	12,9	22,9
49		30–40	4,0	41,4	25,4	9,4	4,0	6,9	8,9	19,8
48		40–50	7,8	29,7	22,7	6,9	1,9	11,8	19,2	32,9
47	Слой 1	50–60	12,4	15,7	11,4	10,0	4,2	12,4	33,9	50,5
46		60–70	10,1	14,4	23,3	2,7	5,7	12,4	31,4	49,5
45		70–80	9,3	10,2	27,9	5,9	4,8	11,1	30,8	46,7
44		80–90	7,3	24,0	18,7	9,0	3,4	12,9	24,7	41,0
43		90–100	4,0	18,4	28,9	8,0	2,0	11,9	26,8	40,7
42	Слой 2	100–105	8,7	18,5	14,2	13,3	4,4	10,3	30,6	45,3
41	Слой 3	105–113	7,9	21,6	16,5	10,2	4,2	10,7	28,9	43,8
40		113–121	8,8	21,4	15,3	9,7	5,9	10,5	28,4	44,8
39		121–129	10,3	16,4	18,2	8,4	6,5	10,2	30,0	46,7
38		129–138	9,6	16,9	16,7	11,3	2,9	11,3	31,3	45,5
37	Слой 4	138–148	10,3	17,0	18,5	7,9	1,2	13,7	31,4	46,3
36	Слой 5	148–158	9,5	18,9	18,3	6,8	6,6	9,5	30,4	46,5
35		158–168	12,2	18,3	12,4	9,3	6,3	11,3	30,2	47,8
34		168–173	8,5	16,3	16,3	15,0	3,9	9,3	30,7	43,9
33		173–183	10,4	18,2	12,3	10,4	6,7	10,9	31,1	48,7
32		183–193	6,2	19,3	16,8	11,1	5,9	11,6	29,1	46,6

Окончание таблицы 11

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl	1,00– 0,25	0,25– 0,05	0,05– 0,01	0,01– 0,005	0,005– 0,001	< 0,001	< 0,01
31	Слой 5	193–203	8,2	15,6	14,0	12,8	6,3	10,1	33,0	49,4
30		203–213	8,9	20,6	15,2	10,0	6,3	8,9	30,1	45,3
29	Слой 6	213–223	11,1	7,1	25,0	8,5	5,9	10,3	32,1	48,3
28		223–233	9,5	20,5	17,6	13,8	2,1	12,2	24,3	38,6
27		233–241	11,1	9,6	15,9	10,7	6,3	13,7	32,7	52,7
Примечание: ПКС – песчано-каменистый слой										

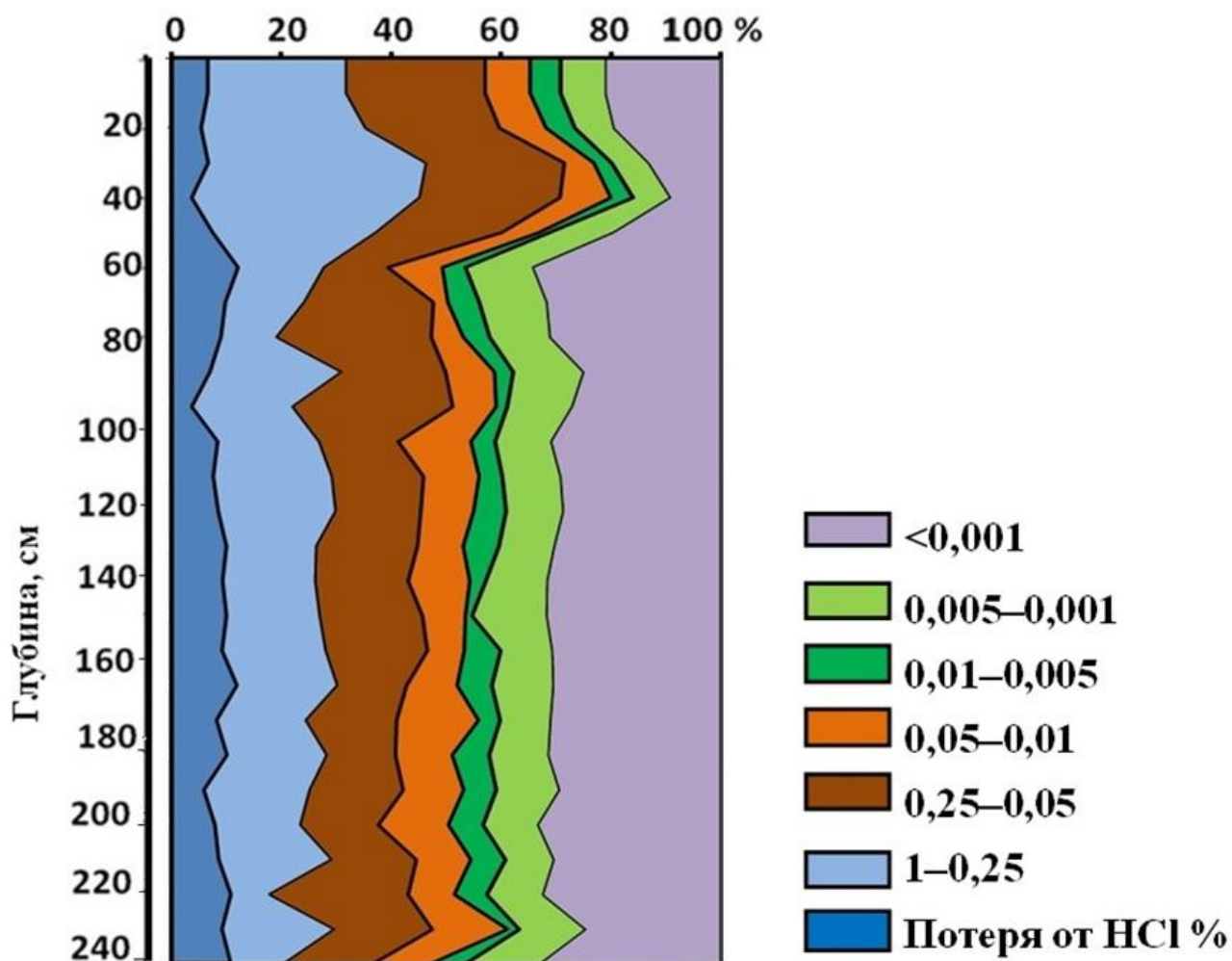


Рисунок 10 – Гранулометрический состав отложений тыньинского стратиграфического горизонта

В ходе проведенного гранулометрического анализа отложений тыньинского горизонта (таблица 11) выявлено, что мелкозем песчано-каменистого слоя представлен средним или легким суглинком (и даже супесью в одном образце). Среди всех фракций доминирует крупный песок, его содержание составляет 25–41 %, близкое представительство имеет фракция мелкого песка, на которую приходится 23–25 % от массы мелкозема. Среди фракций физической глины в большинстве образцов этого слоя преобладает ил, содержание которого не превышает 21 %.

Подстилающие песчано-каменистый слой осадки представлены в большей части изучаемой толщи суглинком тяжелым, в некоторых случаях – суглинком средним (таблица 11). Ил в этих зачистках является преобладающей фракцией, доля которой составляет от 24 до 34 % в зависимости от состава мелкозема. Среди

фракций физического песка доминируют крупный и мелкий песок, содержащийся практически в равных количествах: на долю первого в среднем приходится $17,6 \pm 4,25$ %, на долю второго – $17,2 \pm 4,94$ %.

Таким образом, вскрытые отложения тыньинского стратиграфического горизонта на основании гранулометрического состава так же, как и по морфологии, могут быть подразделены на две части: нижнюю – рыхлые осадки тяжело- или среднесуглинистого состава, в которых значительную долю после илистой фракции составляет крупный и мелкий песок, а распределение всех фракций отличается относительной равномерностью (рисунок 10) и лежащий выше нее песчано-каменистый слой имеет более легкий гранулометрический состав с преобладанием крупного и мелкого песка.

Содержание общего органического углерода (таблица 12) в песчано-каменистом слое невысокое, лежит в пределах 0,10–0,15 %, в толще остальных осадков тыньинского стратиграфического горизонта оно несколько выше – варьирует от 0,14 % до 0,22 %. Наблюдается четкая тенденция увеличения его содержания от подошвы к кровле отложений (рисунок 11).

Магнитная восприимчивость песчано-каменистого слоя (таблица 12) имеет высокие значения, изменяющиеся округленно от $2,8 \cdot 10^{-6}$ до $6,6 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г. В подстилающих осадках ее величина варьирует в пределах гораздо меньших значений и в более узком диапазоне – от $1,1 \cdot 10^{-6}$ до $2,5 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г. Максимальных величин она достигает в ПКС (рисунок 11), что, по всей видимости, связано с уровнем разложенности литологической основы этих двух толщ.

Содержание карбонатов в обеих выделенных толщах отложений тыньинского стратиграфического горизонта характеризуется флуктуирующими показателями (рисунок 11), которые варьируют в относительно небольших пределах – от 3,4 до 5,9 % (таблица 12).

Вся толща тыньинских отложений имеет щелочную реакцию среды (таблица 12, рисунок 11): значения pH изменяются в ней от 8,1 до 8,5, при этом в песчано-каменистом слое варьирование показателя происходит в более узких пределах, от 8,1 до 8,2.

Таблица 12 – Характеристики вещественного состава осадков (tn) тыньинского стратиграфического горизонта

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{орг} , %	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г	CaCO ₃ , %	pH _{водн.}	Ca ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Fe ₂ O ₃ , %
Зачистка 5-016										
52	ПКС	0–10	0,11	3,96	5,0	8,14	12,8	5,6	18,4	0,04
51		10–20	0,11	6,57	5,0	8,17	11,2	5,6	16,8	0,03
50		20–30	0,12	4,80	3,8	8,14	10,5	5,1	15,6	0,02
49		30–40	0,10	3,78	3,4	8,11	10,9	4,5	15,4	0,03
48		40–50	0,15	2,81	4,6	8,23	13,4	4,8	18,2	0,04
47	Слой 1	50–60	0,16	1,59	5,5	8,45	16,0	6,4	22,4	0,04
46		60–70	0,15	1,61	5,0	8,36	14,9	6,9	21,8	0,03
45		70–80	0,17	1,84	4,6	8,19	14,0	7,2	21,2	0,02
44		80–90	0,14	2,15	4,6	8,28	12,8	6,4	19,2	0,03
43		90–100	0,16	2,51	4,6	8,06	12,9	6,5	19,4	0,06
42	Слой 2	100–105	0,20	1,61	3,8	8,37	13,7	7,7	21,4	0,04
41	Слой 3	105–113	0,19	2,05	3,8	8,30	13,5	7,5	21,0	0,03
40		113–121	0,16	1,89	3,8	8,04	14,2	7,4	21,6	0,04
39		121–129	0,16	1,67	4,6	8,23	14,6	7,4	22,0	0,04
38		129–138	0,19	1,67	4,2	8,49	14,5	6,7	21,2	0,03
37	Слой 4	138–148	0,18	1,52	6,3	8,20	13,1	7,5	20,6	0,05
36	Слой 5	148–158	0,17	1,37	5,0	8,13	13,1	7,7	20,8	0,04
35		158–168	0,19	1,20	5,8	8,19	13,3	7,7	21,0	0,04
34		168–173	0,20	1,10	5,9	8,32	14,5	7,5	22,0	0,05
33		173–183	0,18	1,30	5,0	8,06	13,5	7,3	20,8	0,06
32		183–193	0,19	1,26	3,4	8,07	12,6	7,6	20,2	0,04

Окончание таблицы 12

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{орг} , %	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г	CaCO ₃ , %	pH _{водн.}	Ca ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Fe ₂ O ₃ , %
31	Слой 5	193–203	0,19	1,34	3,4	8,35	13,2	8,6	21,8	0,03
30		203–213	0,21	1,35	4,2	8,17	13,8	8,8	22,6	0,04
29	Слой 6	213–223	0,22	1,28	5,9	8,36	14,6	8,6	23,2	0,01
28		223–233	0,20	2,70	5,5	8,15	13,9	9,1	23,0	0,03
27		233–241	0,21	1,44	4,6	8,28	15,6	9,6	25,2	0,02
Примечание: ПКС – песчано-каменистый слой										

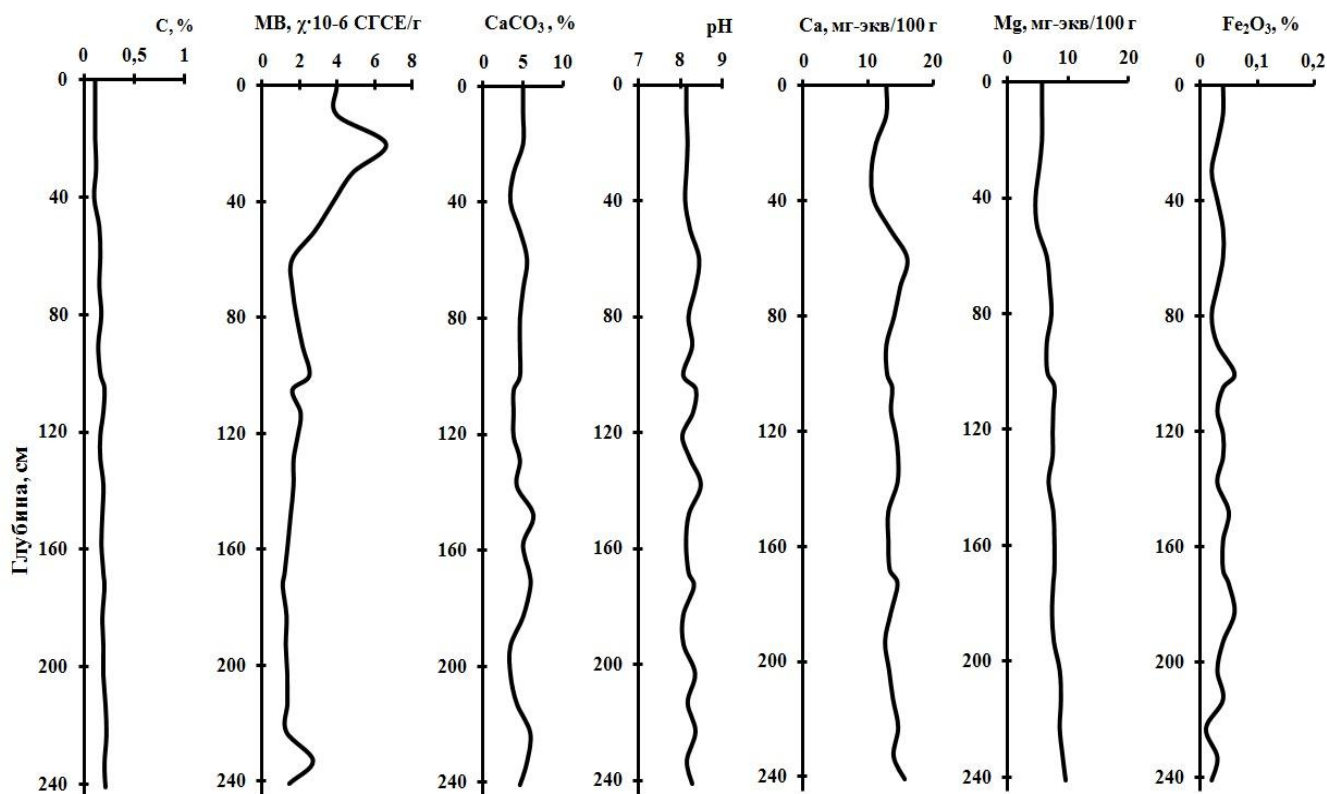


Рисунок 11 – Изменение с глубиной физико-химических характеристик отложений тынтинского стратиграфического горизонта

Песчано-каменистый слой отличается относительно низким накоплением кальция и магния (таблица 12), сумма которых в среднем составляет около 17 мг-экв/100 г мелкозема осадка, а их распределение внутри толщи отложений имеет тенденцию к увеличению с глубиной (рисунок 11). Около 12 мг-экв/100 г мелкозема в них приходится на первый элемент. В перекрываемой ПКС толще осадков среднее содержание поглощенных катионов несколько выше, колеблется в пределах 19–23 мг-экв/100 г осадка, составляя в среднем – $21,5 \pm 1,3$ мг-экв/100 г мелкозема. Кальций во всех случаях преобладает над магнием (в 1,8–2,3 раза). В слое 6 тынтинских отложений, который представляет собой переходную толщу от сарыкульской верхней палеопочвы (sr'') к осадкам тынтинского стратиграфического горизонта, содержание обменных катионов наиболее высокое, достигает 25 мг-экв/100 г осадка. Наиболее четко проглядывается тенденция к сокращению в ППК количества катионов магния (рисунок 11).

Содержание аморфного железа в пределах всей тыньинской толщи (таблица 12, рисунок 11) не превышает 0,06 %, варьируя от 0,01 до 0,06 %, чаще всего (в 67 %) составляя 0,03–0,04 % от массы осадка.

Таким образом, отложения тыньинского горизонта отличаются в целом низким содержанием органического углерода, окаربоначенностью, щелочной реакцией среды, существенным преобладанием Ca^{2+} над Mg^{2+} в ППК, незначительным количеством аморфных форм железа и единой тенденцией изменения основных характеристик от подошвы к кровле отложений.

Палеопочвы батуринаского стратиграфического горизонта

Отложения батуринаского стратиграфического горизонта, перекрывающего тыньинские осадки, представлены в зачистке 3-013, которая вскрыла гумусовые горизонты двух батуринаских палеопочв.

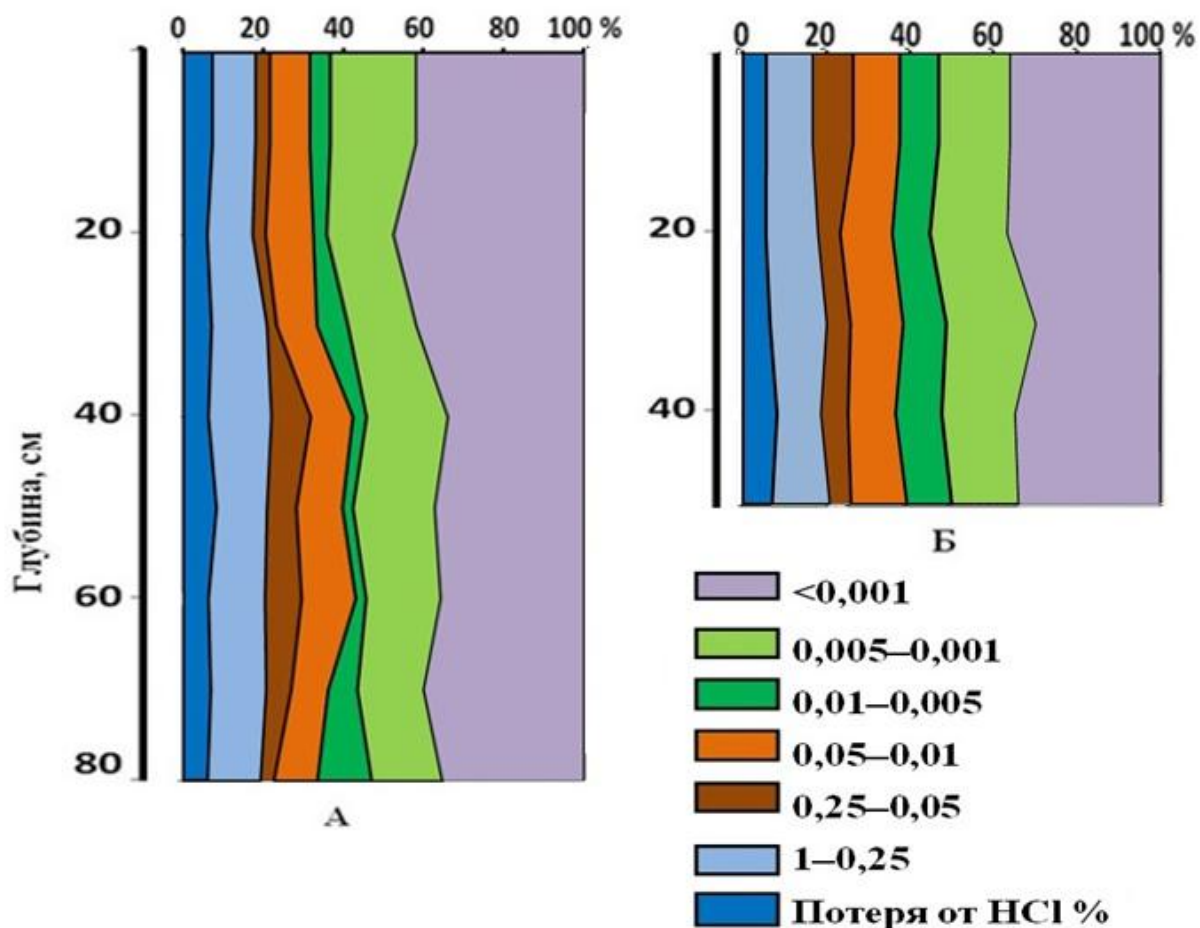
Гранулометрический анализ показал (таблица 13), что гумусовый горизонт нижней батуринаской палеопочвы (bt') представлен глиной легкой или тяжелым суглинком. Следует отметить, что содержание глины в палеопочве составляет 57–68 %, т.е. находится у верхней границы градации суглинка тяжелого (отличается лишь на 3 %). В составе мелкозема доминирует илистая фракция, на ее долю приходится 34–47 %, второй по представительству является фракция мелкой пыли, составляющая 17–21 %. Среди фракций физического песка (таблица 13) преобладают крупный песок (11–14 %) и средняя пыль (9–14 %). Распределение по профилю разных гранулометрических фракций относительно равномерное (рисунок 12).

Гумусовый горизонт верхней батуринаской (bt'') палеопочвы (таблица 13, рисунок 12) представлен глиной легкой. В его мелкоземе доминирует ил, на долю которого приходится от 30 до 37 %, второй по массе фракцией является мелкая пыль, которая составляет 16–22 %. Среди фракций физического песка преобладает либо крупный песок, либо средняя пыль, доля которых практически одинакова и колеблется в пределах 11–14 % от суммы всех фракций.

Таким образом, гумусовые горизонты обеих батуринаских палеопочв имеют тяжелый гранулометрический состав, в составе которого преобладают илистые частицы, и характеризуются относительно равномерным его изменением с глубиной.

Таблица 13 – Гранулометрический состав батуриных (bt) палеопочв (содержание фракций в мм, %)

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl	1,00–0,25	0,25–0,05	0,05– 0,01	0,01– 0,005	0,005– 0,001	<0,001	< 0,01
Верхняя палеопочва (bt'')										
22	[A]	0–5	5,8	11,2	9,5	11,3	9,2	17,2	35,8	62,2
21	[A]	5–15	5,7	12,6	5,1	12,6	8,9	18,6	36,5	64,0
20	[A]	15–25	6,6	13,7	5,5	12,7	10,2	21,6	29,7	61,5
19	[A]	25–35	8,4	10,6	6,3	11,5	10,9	17,7	34,6	63,2
18	[A]	35–45	7,1	13,9	4,9	13,5	10,6	16,1	33,9	60,6
Нижняя палеопочва (bt')										
8	[A]	0–7	7,7	10,7	3,4	10,1	5,1	21,4	41,6	68,1
7	[A]	7–17	6,4	11,3	3,0	12,1	3,3	16,7	47,2	67,2
6	[A]	17–27	7,5	13,8	2,2	10,2	7,7	17,1	41,5	66,3
5	[A]	27–37	6,7	15,7	9,6	10,6	3,4	20,4	33,6	57,4
4	[A]	37–47	8,7	12,6	7,1	11,6	2,6	20,5	36,9	60,0
3	[A]	47–57	6,7	14,1	8,9	13,6	2,6	18,7	35,4	56,7
2	[A]	57–67	7,4	13,8	6,0	9,4	7,2	16,6	39,7	63,5
1	[A]	67–77	6,5	13,2	3,1	11,0	13,5	17,7	35,0	66,2
Примечание: глубины указаны от поверхности палеопочв										



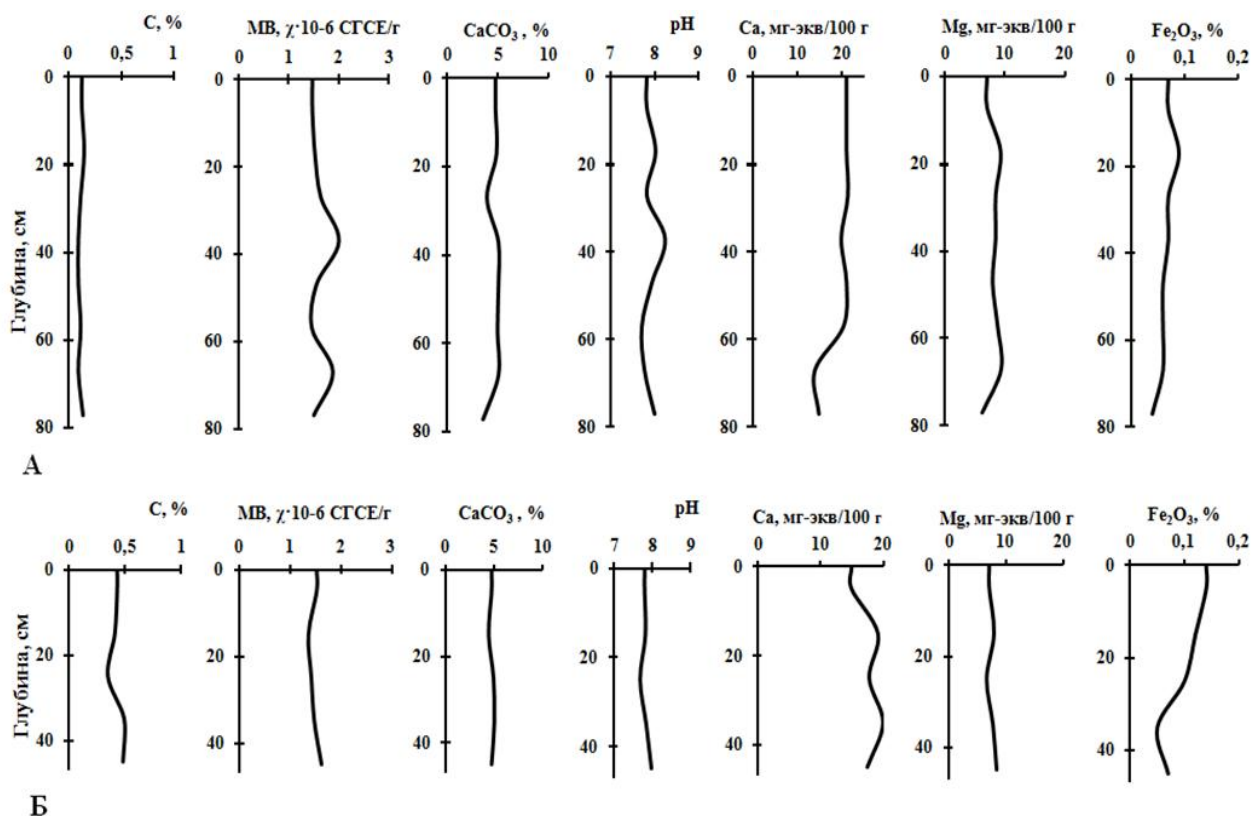
А – нижняя (bt') палеопочва; Б – верхняя (bt'')палеопочва

Рисунок 12 – Гранулометрический состав батуринских палеопочв:

Гумусовый горизонт нижней батуринской палеопочвы (таблица 14) содержит низкое количество общего органического углерода, не превышающее 0,14 %. Его магнитная восприимчивость изменяется округленно от 1,5 до $2,0 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г (рисунок 13). Реакция среды – слабощелочная или щелочная: значения pH лежат в диапазоне 7,7–8,2 (таблица 14). Содержание карбонатов имеет относительно небольшие пределы варьирования и в среднем составляет $4,7 \pm 0,6$ % (таблица 14). Обменные кальций и магний занимают высокую долю в ППК и составляют в среднем для первого элемента (округленно) – 19 мг-экв/100 г, для второго – 8 мг-экв/100 г палеопочвы, содержание Fe_2O_3 варьирует по глубине незначительно и в среднем составляет $0,065 \pm 0,013$ % от мелкозема палеопочвы (таблица 14).

Таблица 14 – Характеристики вещественного состава батуриных палеопочв (bt)

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{орг} , %	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г	CaCO ₃ , %	pH _{водн.}	Ca ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ , мг-экв/100 г почвы	Fe ₂ O ₃ , %
Верхняя палеопочва (bt')										
22	[A]	0–5	0,43	1,52	4,7	7,80	15,0	7,1	22,1	0,14
21	[A]	5–15	0,41	1,35	4,4	7,82	19,2	8,0	27,2	0,12
20	[A]	15–25	0,35	1,41	4,9	7,68	17,8	6,6	24,4	0,10
19	[A]	25–35	0,49	1,47	5,0	7,84	20,0	7,8	27,8	0,05
18	[A]	35–45	0,48	1,62	4,7	7,98	17,5	8,5	26,0	0,07
Нижняя палеопочва (bt')										
8	[A]	0–7	0,12	1,47	4,8	7,82	21,0	7,0	28,0	0,07
7	[A]	7–17	0,14	1,52	4,9	8,01	21,0	9,2	30,2	0,09
6	[A]	17–27	0,11	1,64	3,9	7,82	21,3	8,4	29,7	0,07
5	[A]	27–37	0,09	2,00	5,1	8,22	19,8	8,4	28,2	0,07
4	[A]	37–47	0,09	1,55	5,1	7,93	21,0	7,9	28,9	0,06
3	[A]	47–57	0,11	1,46	5,0	7,71	20,3	8,7	29,0	0,06
2	[A]	57–67	0,09	1,88	5,1	7,77	13,9	9,3	23,2	0,06
1	[A]	67–77	0,13	1,50	3,5	7,99	14,8	6,2	21,0	0,04
Примечание: глубины даны от поверхности палеопочв										



А – нижняя bt' палеопочва; Б – верхняя bt'' палеопочва

Рисунок 13 – Изменение с глубиной физико-химических характеристик батуринских палеопочв

В гумусовом горизонте верхней bt'' батуринской палеопочвы (таблица 14, рисунок 13) количество общего органического углерода лежит в пределах 0,35–0,49 %. Магнитная восприимчивость палеопочвенной массы составляет от $1,35 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г до $1,62 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г. Реакция среды – слабощелочная, pH в пределах горизонта лежит в диапазоне 7,7–8,0 (рисунок 13). Содержание карбонатов практически одинаково во всей гумусированной толще и в среднем равно $4,8 \pm 0,2$ %. Содержание обменных кальция и магния составляет в среднем округленно 18 и 8 мг-экв/100 г соответственно, аморфного железа – $0,096 \pm 0,03$ % к массе палеопочвы, уменьшаясь с глубиной (рисунок 13).

Таким образом, гумусовые горизонты батуринских палеопочв характеризуются близкой реакцией среды и содержанием карбонатов, но при этом нижняя палеопочва менее гумусирована, содержит больше поглощенных катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} и менее высокое количество аморфного железа.

Обобщая фактологический анализ вещественного состава палеопочв, можно заключить, что вскрытые нижние сарыкульские палеопочвы являются тяжелосуглинистыми или легкоглинистыми, с преобладанием ила среди гранулометрических фракций, отличаются относительно высоким для плейстоценовых почв содержанием $C_{орг.}$, слабощелочной реакцией среды. Перераспределение ила с глубиной и максимальное накопление карбонатов в аллювиальной почвообразующей породе позволяет предполагать, что условия их функционирования были аналогичны современным лесостепным.

Верхним сарыкульским палеопочвам присущ тяжелосуглинистый или легкоглинистый состав мелкозема также с преобладанием фракции ила. Они содержат меньше $C_{орг.}$, имеют слабо- или щелочную реакцию среды и более высокую окарбоначенность горизонта [B] по сравнению с [A].

Отложения тыншинского горизонта, имеющие преимущественно тяжело- или среднесуглинистый состав, отличаются низким количеством общего органического углерода, окарбоначенностью, характеризуются значениями pH, лежащими в области щелочных значений, существенным преобладанием поглощенных катионов Ca^{2+} над Mg^{2+} и изменением всех показателей вещественного состава от подошвы к кровле с тенденцией к уменьшению абсолютных величин.

Гумусовый горизонт нижней батуринской палеопочвы, представленный глиной легкой или тяжелым суглинком, характеризуется низким содержанием общего органического углерода, преимущественно слабощелочной реакцией среды, окарбоначенностью и относительно высоким содержанием поглощенных катионов.

Гумусовый горизонт верхней батуринской палеопочвы представлен глиной легкой в большей степени, чем нижний, обогащен органическим углеродом, равномерно окарбоначен и имеет слабощелочную реакцию среды.

Таким образом, физико-химические характеристики вещественного состава среднеплейстоценовых отложений Миасского карьера подтвердили наличие в них морфологически выделенных признаков педогенеза в виде полного почвенного

профиля, отдельных горизонтов или свойств, свидетельствующих о педогенной переработанности отложений.

Сопоставление среднеплейстоценовых палеопочв и отложений, вскрытых разными зачистками в бортах Миасского карьера, по удельной магнитной восприимчивости позволило провести между ними корреляцию (глава 2, рисунок 3) и построить составную колонку согласно приемам, используемым в геологии. Обобщенная характеристика вещественного состава среднеплейстоценовых палеопочв и отложений на основе средних данных по всем имеющимся зачисткам приведена на рисунке 14.

Представленные данные позволяют проследить изменение свойств отложений среднеплейстоценового времени в процессе их педогенного преобразования и изменение природной среды в этот период.

Формирование самых древних среди изученных нами нижних сарыкульских палеопочв (рисунок 14), сопровождалось оглиниванием их почвенного профиля за счет увеличения в составе мелкозема илистой фракции и накоплением в горизонте [А] гумуса и поглощенных кальция и магния, что могло происходить в относительно теплых условиях. Перекрывающие их верхние сарыкульские палеопочвы также характеризуются повышенным содержанием ила и физической глины в целом, а также углерода и обменных катионов в ППК гумусового горизонта, из чего можно заключить, что они также могли формироваться в условиях относительно теплого климата.

В период формирования тыньинского стратиграфического горизонта происходило накопление отложений, отличающихся пониженным содержанием ила, глины, общего органического углерода (рисунок 14), а также постепенное снижение от подошвы к кровле содержания органического углерода и обменных оснований до минимальных величин в рассматриваемой колонке, что говорит о его формировании в относительно холодных условиях, при продолжающемся постепенном снижении теплообеспеченности.

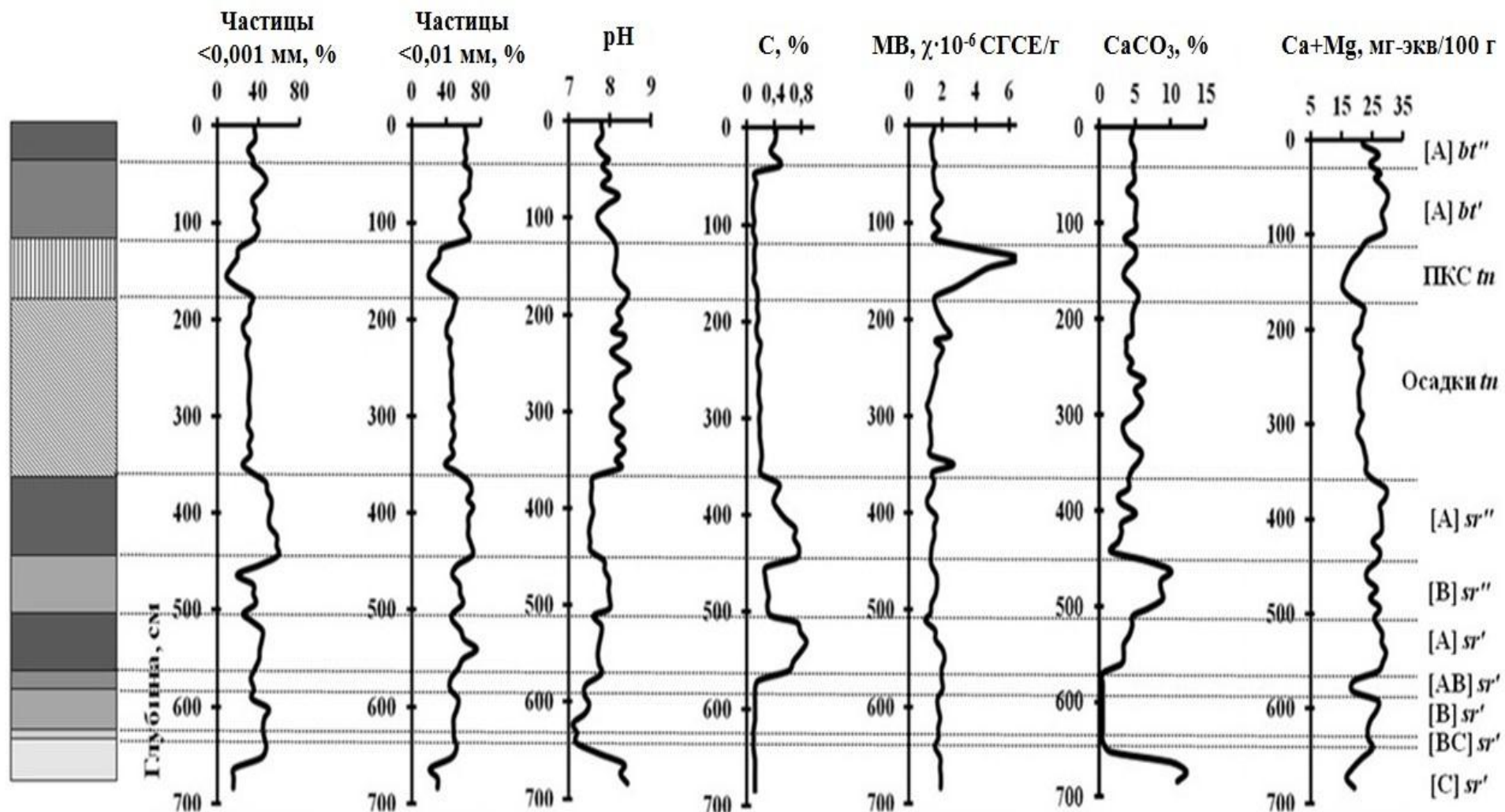


Рисунок 14 – Изменение в толще среднеплейстоценовых отложений Миасского карьера характеристик вещественного состава

Гумусовые горизонты палеопочв батуринаского стратиграфического горизонта, перекрывающего тыншинские осадки, содержат более высокие количества физической глины и ила, органического углерода и поглощенных катионов, чем предыдущие, и количественные параметры отдельных показателей вещественного состава свидетельствуют, что их формирование могло происходить в условиях относительно теплого климата.

Таким образом, изученные физико-химические характеристики среднеплейстоценовых отложений Миасского карьера позволили проследить изменение природной среды на Южном Урале в период их образования только на качественном уровне. Сарыкульские палеопочвы формировались в относительно теплых условиях, перекрывающие их тыншинские осадки – в холодное время, при постепенном ухудшении условий педогенеза, расположенные над ними батуринаские палеопочвы – вновь в теплых условиях.

4.2. Состав гумуса палеопочв и отложений и диагностика палеопочв на его основе

На основании данных состава гумуса изученных отложений, вскрытых зачисткой 1-016 (таблица 15), можно четко выделить гумусовый горизонт нижней сарыкульской палеопочвы с наибольшей долей гуминовых кислот в составе гумуса, составляющей 32–42 %, резкое сокращение количества этого компонента в пределах горизонта [AB] и нижнюю толщу палеопочвы с минимальной долей гуминовых кислот, не превышающей 9 %.

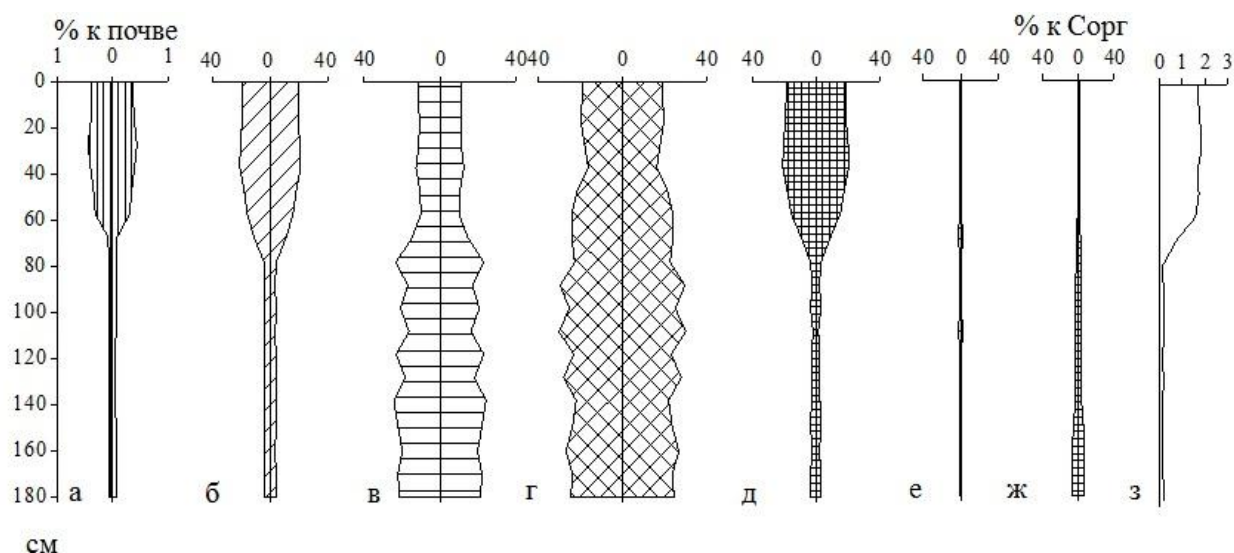
В связи с отсутствием в изучаемых палеопочвах фракции вновь образующихся гуминовых кислот и связанных с ними фульвокислот (ГК и ФК фракций 1) в процессе фракционирования гумуса оценивалось содержание углерода в вытяжках совместных экстрактов фракции ГК1 и ГК2, а также ФК1 и ФК2. Гуминовые кислоты отложений представлены преимущественно гуматами кальция, на долю которых приходится свыше 80 % общего содержания этого почвенного компонента. Распределение этого компонента по профилю палеопочвы имеет четко выраженный аккумулятивный характер (рисунок 15).

Таблица 15 – Характеристика состава гумуса нижних сарыкульских палеопочв (sr'), вскрытых разными зачистками

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{общ}	ГК		Σ ГК, %	ФК			Σ ФК, %	НО	C _{ГК} :C _{ФК}
				1+2	3		1а	1+2	3			
Зачистка 1-016												
18	[A]	0–7	0,73	37,3	1,7	39,0	1,8	20,1	0,8	22,7	38,3	1,72
17	[A]	7–17	0,78	38,2	0,9	39,1	1,4	19,3	1,0	21,7	39,2	1,80
16	[A]	17–27	0,87	40,9	0,8	41,7	1,5	19,0	1,9	22,4	35,9	1,86
15	[A]	27–37	0,79	41,4	0,9	42,3	1,2	21,2	2,8	25,2	32,5	1,68
14	[A]	37–47	0,68	35,6	0,7	36,3	1,6	17,2	2,1	20,9	42,8	1,74
13	[A]	47–57	0,61	30,8	1,2	32,0	1,2	18,1	0,8	20,1	47,9	1,59
12	[AB]	57–67	0,17	18,4	4,3	22,7	4,3	14,9	9,9	29,1	48,2	0,78
11	[AB]	67–78	0,12	6,4	2,0	8,4	5,0	23,3	18,1	46,4	45,2	0,18
10	[B]	78–88	0,12	4,8	2,0	6,8	6,0	16,0	12,1	34,1	59,1	0,20
9	[B]	88–98	0,12	6,4	2,0	8,4	6,0	23,3	12,1	41,4	50,2	0,20
8	[B]	98–108	0,12	3,3	4,0	7,3	6,0	20,5	6,1	32,6	60,1	0,22
7	[B]	108–118	0,10	5,3	2,4	7,7	6,0	30,4	9,7	46,1	46,2	0,17
6	[B]	118–128	0,10	5,3	2,4	7,7	6,0	20,7	9,7	36,4	55,9	0,21
5	[B]	128–138	0,10	5,3	2,4	7,7	6,0	28,0	14,5	48,5	43,8	0,16
4	[BC]	138–149	0,12	6,4	2,0	8,4	11,1	21,3	12,1	44,5	47,1	0,19
3	[C]	149–160	0,12	4,8	2,0	6,8	13,1	14,5	12,1	39,7	53,5	0,17
2	[C]	160–170	0,12	6,4	2,0	8,4	13,1	19,3	12,1	44,5	47,1	0,19
1	[C]	170–180	0,12	6,4	2,0	8,4	13,1	19,3	10,1	42,5	49,1	0,20
Зачистка 2-013												
9	[A]	0–9	0,83	45,3	1,5	46,8	0,8	26,5	0,1	27,4	25,8	1,71
8	[A]	9–19	0,86	41,1	2,3	43,4	1,2	21,4	0,3	22,9	33,7	1,90
7	[A]	19–29	0,73	48,9	2,0	50,9	1,3	25,5	0,3	27,1	22,0	1,72
6	[A]	29–39	0,66	45,9	1,8	47,7	1,1	23,2	0,5	24,8	27,5	1,80
5	[A]	39–49	0,78	41,4	1,7	43,1	0,9	21,8	0,1	22,8	34,1	1,86

Окончание таблицы 15

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{общ}	ГК		Σ ГК, %	ФК			Σ ФК, %	НО	C _{ГК} :C _{ФК}
				1+2	3		1а	1+2	3			
4	[А]	49–59	0,82	45,1	1,0	46,1	0,8	25,8	1,0	27,6	26,3	1,68
3	[А]	59–69	0,68	41,8	1,7	43,5	0,8	27,4	0,3	28,5	28,0	1,74
2	[В]	69–79	0,08	24,4	3,2	27,6	4,2	8,4	6,9	19,5	52,9	1,42
Зачистка 9-014												
56	[А]	0–10	0,77	46,2	1,6	47,8	3,4	20,9	0,8	25,1	27,1	1,90
55	[А]	10–20	0,65	48,1	2,5	50,6	3,6	25,7	1,1	30,4	19,0	1,66
54	[А]	20–30	0,58	50,6	2,6	53,2	3,6	23,2	0,7	27,5	19,3	1,93
53	[А]	30–40	0,40	50,8	4,0	54,8	4,4	23,1	1,9	29,4	15,8	1,86
52	[А]	40–50	0,52	50,3	1,9	52,2	3,4	23,6	0,7	27,7	20,1	1,88
51	[А]	50–60	0,52	43,7	2,5	46,2	3,6	22,0	1,4	27,0	26,8	1,71
50	[АВ]	60–70	0,46	46,4	1,5	47,9	4,1	26,2	1,3	31,6	20,5	1,52
49	[АВ]	70–80	0,44	41,8	2,0	43,8	3,7	24,0	1,0	28,7	27,5	1,53
47	[В]	80–90	0,08	25,7	3,1	28,8	23,3	18,4	8,0	49,7	21,5	0,58
46	[В]	90–100	0,08	25,7	8,7	34,4	23,3	21,4	6,1	50,8	14,8	0,68
45	[В]	100–110	0,08	22,1	8,7	30,8	23,3	22,1	6,1	51,5	17,7	0,60
Примечание: глубины указаны от поверхности палеопочв												



а – общий органический углерод, % к почве;

% к общему органическому углероду: б – сумма гуминовых кислот (ГК);

в – сумма фульвокислот (ФК); г – негидролизуемые формы гумуса;

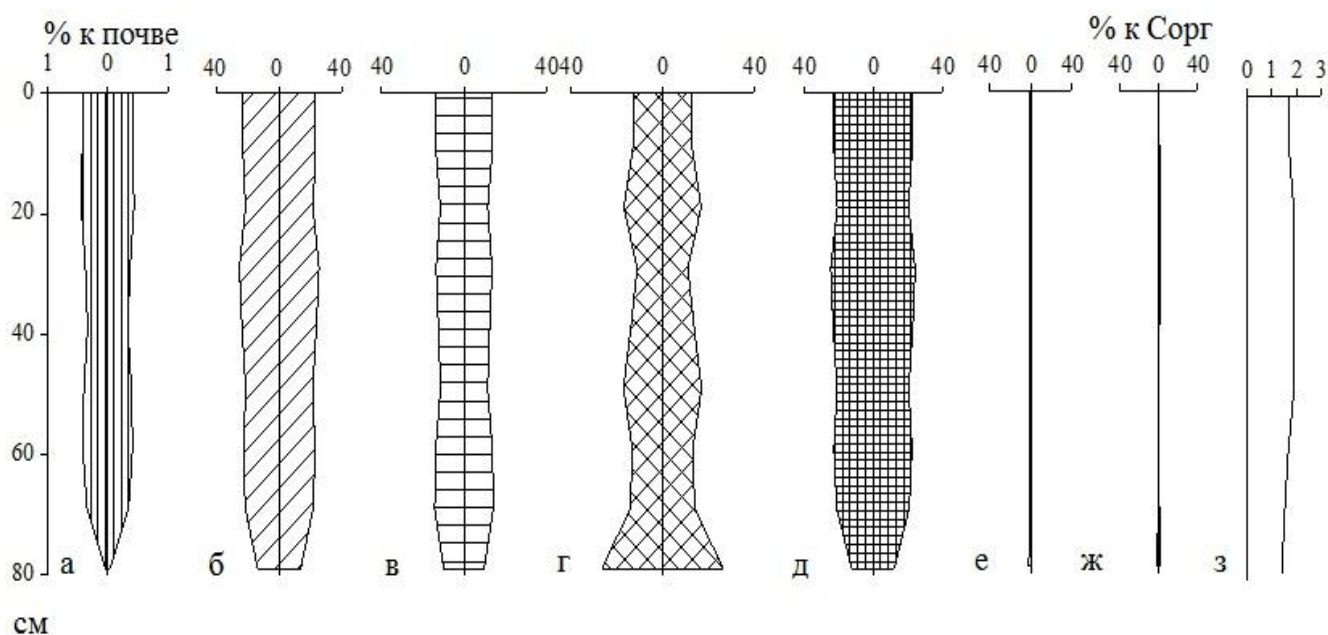
д – ГК фр.1+2; е – ГК фр. 3; ж – ФК фр. 1а; з – $C_{ГК}:C_{ФК}$

Рисунок 15 – Гумусовый профиль нижней сарыкульской (sr') палеопочвы, вскрытой зачисткой 1-016

Фульвокислоты имеют противоположный характер распределения по профилю осадков (рисунок 15): их максимальное содержание в составе гумуса (33–49 %) приходится на нижнюю толщу отложений, минимальные количества (25–32 %) приходятся на горизонт [A] sr' палеопочвы (таблица 15). Содержание негидролизуемых форм гумуса лежит округленно в пределах 33–60 %, составляя наименьшие величины в верхней части гумусового горизонта (33–39 %). Сравнение распределения общего органического углерода, а также всех групп и фракций гумусовых веществ по профилю (рисунок 15) с типичными гумусовыми профилями, приведенными для разных типов современных почв М. И. Дергачевой [1984], позволяет отметить их аналогичный характер таковым почв черноземного типа.

Тип гумуса в горизонте [A] sr' палеопочвы – гуматный, глубже по профилю он постепенно изменяется через гуматно-фульватный в фульватный, имеющий в горизонтах [B], [BC] и [C] очень низкие величины соотношения гуминовых кислот и фульвокислот, не превышающие 0,22.

Гумусовый горизонт палеопочвы, вскрытой зачисткой 2-013, также характеризуется высокой долей гуминовых кислот в составе гумуса, составляющей в среднем $45,9 \pm 2,6 \%$ (таблица 15). В горизонте [B] доля гуминовых кислот сокращается более, чем в 1,5 раза и не превышает 28 %. Гумусовый горизонт относительно однороден по характеристикам гумуса (рисунок 16), особенно в первом полуметре, к низу соотношение $C_{гк}:C_{фк}$ сокращается, оставаясь тем не менее высоким (более 1,5), и только в горизонте [B] не достигает последней величины (1,42).



а – общий органический углерод, % к почве;

% к общему органическому углероду: б – сумма гуминовых кислот (ГК);

в – сумма фульвокислот (ФК); г – негидролизуемые формы гумуса;

д – ГК фр.1+2; е – ГК фр. 3; ж – ФК фр. 1а; з – $C_{гк}:C_{фк}$

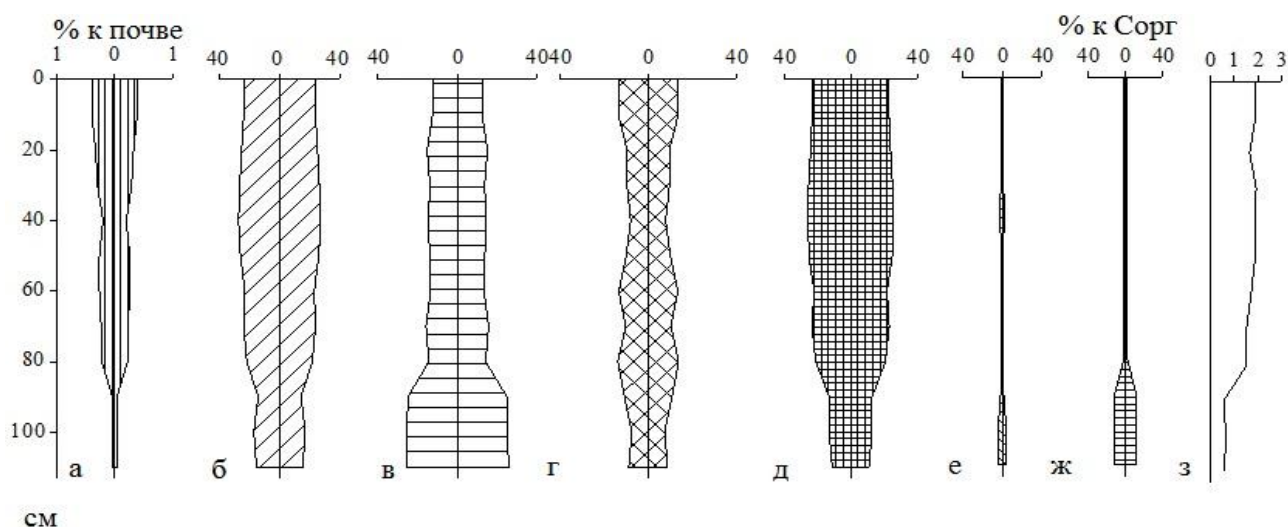
Рисунок 16 – Гумусовый профиль нижней сарыкульской (sr') палеопочвы
(зачистка 2-013)

Среди гуминовых кислот преобладает связанная с кальцием фракция, на долю которой приходится до 96 % от суммы ГК. Содержание фульвокислот в горизонте [A] значительно ниже, чем гуминовых кислот, которые преобладают над ними в среднем в 1,7–1,8 раза. Отношение $C_{гк}:C_{фк}$ в гумусовом горизонте изменяется с глубиной от 1,90 до 1,68, составляя в горизонте В менее 1,5, и таким

образом, гумус в гумусированной толще имеет гуматный состав, в нижележащем горизонте он фульватно-гуматный. Содержание негидролизующих форм гумуса несколько ниже, чем в палеопочве, вскрытой предыдущей зачисткой, и только в горизонте В превышает 50 % от общего углерода.

На основании данных группового состава гумуса (таблица 15, рисунок 17) отложения, вскрытые зачисткой 9-014, можно подразделить на две части: верхнюю, с большой долей гуминовых кислот в составе гумуса (44–55 %), соответствующей горизонтам [А] и [АВ] палеопочвы, и нижнюю, с меньшей долей гуминовых кислот, не превышающей 34 %, совпадающую с горизонтом [В]. Среди гуминовых кислот наибольшую долю составляют черные ГК (фракция 2). Фульвокислоты имеют противоположный характер распределения: их максимальное содержание, превышающее 50 %, приходится на горизонт [В], минимальные величины (25–32 %) – на горизонты [А] и [АВ].

Соотношение гуминовых кислот и фульвокислот в гумусовом горизонте палеопочвы уменьшается сверху вниз от 1,90 до 1,53 и не выходит за ранг гуматного состава гумуса. В горизонте [В] sr' это соотношение составляет 0,58–0,68 и соответствует гуматно-фульватному составу гумуса.



а – общий органический углерод, % к почве;

% к общему органическому углероду: б – сумма гуминовых кислот (ГК);

в – сумма фульвокислот (ФК); г – негидролизующие формы гумуса;

д – ГК фр. 1+2; е – ГК фр. 3; ж – ФК фр. 1а; з – $C_{ГК}:C_{ФК}$

Рисунок 17 – Гумусовый профиль нижней сарыкульской (sr') палеопочвы (зачистка 9-014)

Таким образом, по результатам анализа группового и фракционного состава гумуса нижних сарыкульских палеопочв можно заключить, что они характеризуются высокой долей гуминовых кислот, превалирующими над фульвокислотами, и, соответственно, высокими значениями интегрального показателя $C_{ГК}:C_{ФК}$, а также типичными для почв черноземного типа характеристиками гумусового профиля.

Верхняя сарыкульская палеопочва (sr'')

В верхней сарыкульской палеопочве, вскрытой зачисткой 2-013, среднее содержание гуминовых кислот в гумусовом горизонте лежит в пределах 34–46 % и составляет в среднем $40,5 \pm 4,0\%$ (таблица 16), хотя верхняя 36-см толща содержит меньше ГК (34–38 %), тогда как находящаяся ниже полуметровая толща отличается более высоким процентом этого компонента гумуса, составляющим 41–46 %. Повышенная доля гуминовых кислот в нижней части гумусового горизонта часто встречается в черноземах выщелоченных лесостепи, поскольку последняя представляет собой экотон, где наиболее часто происходит смена условий тепло- и влагообеспеченности. В составе гуминовых кислот преобладают гуматы кальция, на долю которых усредненно приходится около 88 % от всей суммы ГК. В горизонте [В] содержание гуминовых кислот понижается, в среднем составляя 30–36 %. Постепенное повышение к низу этого горизонта доли гуминовых кислот, существенное сокращение доли фульвокислот и соответственно возрастание абсолютных величин $C_{ГК}:C_{ФК}$ мы склонны отнести к наличию толщи переходной между нижней и верхней палеопочвой, которая, вполне возможно, могла быть верхней толщей гумусового горизонта нижележащей толщи, испытавшей некоторое влияние экзогенных процессов.

Содержание фульвокислот варьирует в горизонте [А] (таблица 16) от 21 до 33 %, в верхней толще горизонта [В] (глубина 86–116 см) находится наибольшее их количество, составляющее 43–54 %.

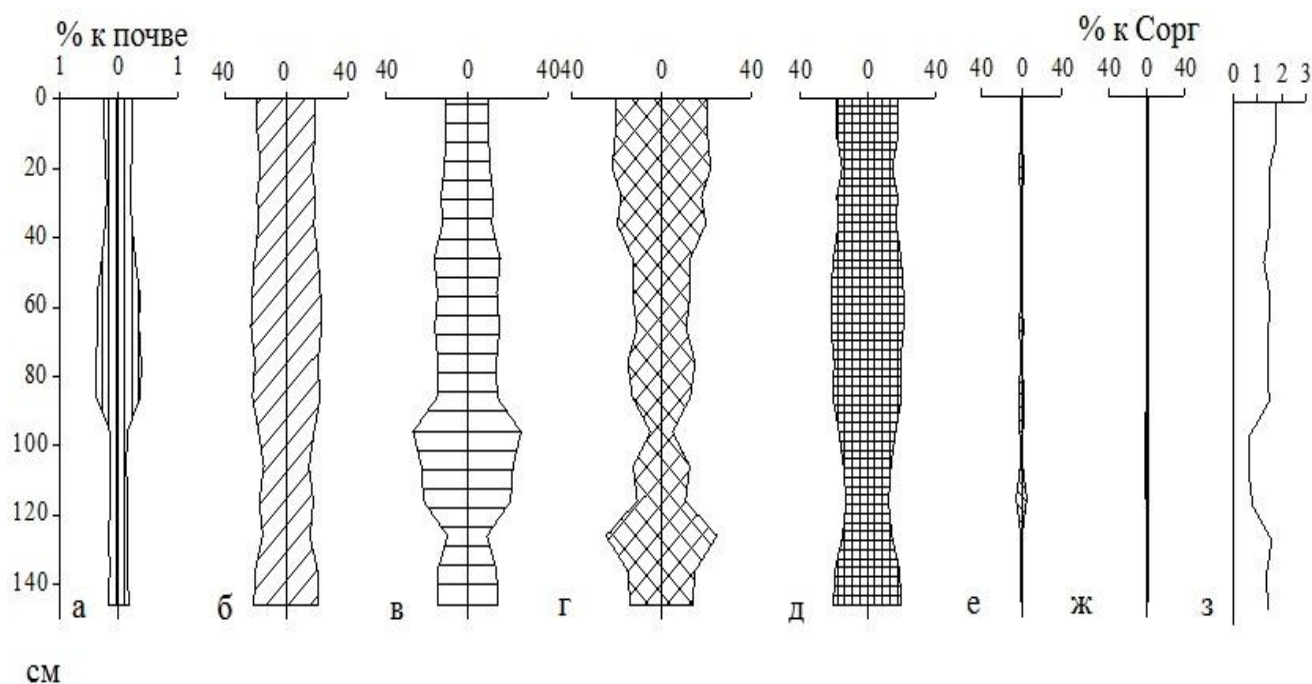
Различия в распределении по профилю палеопочвы основных групп гумусовых веществ (рисунок 18) отражаются в значениях $C_{ГК}:C_{ФК}$ (таблица 16), которые в гумусовом горизонте варьируют в пределах 1,80–1,28, составляя в среднем $1,49 \pm 0,13$ и соответствуют границе гуматного – фульватно-гуматного состава гумуса.

Таблица 16 – Характеристика группового и фракционного состава гумуса верхних сарыкульских (sr'') палеопочв, вскрытых разными зачистками

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{общ}	ГК		Σ ГК, %	ФК			Σ ФК, %	НО	C _{ГК} :C _{ФК}
				1+2	3		1а	1+2	3			
Зачистка 2-013												
25	[A]	0–10	0,47	36,6	1,4	38,0	1,6	19,3	0,2	21,1	40,9	1,80
24	[A]	10–20	0,43	29,5	4,2	33,6	1,8	19,6	1,1	22,5	43,9	1,49
23	[A]	20–28	0,39	35,6	2,8	38,4	2,2	21,9	1,8	25,9	35,7	1,48
22	[A]	28–36	0,45	34,0	2,2	36,2	1,8	21,5	1,1	24,4	39,5	1,48
21	[A]	36–46	0,56	39,9	1,8	41,7	1,5	30,0	1,1	32,6	25,7	1,28
20	[A]	46–56	0,71	43,0	1,9	44,9	1,1	27,6	0,7	29,4	25,7	1,53
19	[A]	56–66	0,69	42,8	3,4	46,2	1,2	30,2	0,5	31,9	21,9	1,45
18	[A]	66–76	0,76	38,9	2,4	41,3	1,2	27,4	0,2	28,8	29,9	1,43
17	[A]	76–86	0,73	40,5	3,9	44,4	1,3	28,5	0	29,8	25,8	1,49
16	[B]	86–96	0,28	33,3	3,2	36,5	3,1	49,9	0,5	53,5	10,0	0,68
14	[B]	96–106	0,27	28,0	1,6	29,6	2,7	40,7	1,8	45,2	25,2	0,65
13	[B]	106–116	0,29	32,0	3,4	35,4	2,6	39,6	0,9	43,1	21,5	0,82
12	[B]	116–126	0,32	29,1	2,0	31,1	2,1	15,7	1,7	19,5	49,4	1,59
11	[B]	126–136	0,30	38,2	2,3	40,5	1,8	25,5	2,0	29,3	30,2	1,38
10	[B]	136–146	0,35	39,9	2,8	42,7	1,4	27,6	0,7	29,7	27,6	1,44
Зачистка 5-016												
26	[A]	0–6	0,37	42,4	2,5	44,9	7,1	17,4	2,5	27,0	28,1	1,66
25	[A]	6–12	0,46	40,9	3,4	44,3	7,8	18,9	2,1	28,8	26,9	1,54
24	[A]	12–22	0,47	40,1	3,8	43,9	8,1	18,5	2,9	29,5	26,6	1,49
23	[A]	22–32	0,48	39,2	2,4	41,6	6,9	18,1	3,0	28,0	30,4	1,49
22	[A]	32–42	0,43	42,7	2,7	45,4	6,9	18,9	2,6	28,4	26,2	1,60

Окончание таблицы 16

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{общ}	ГК		Σ ГК, %	ФК			Σ ФК, %	НО	C _{ГК} :C _{ФК}
				1+2	3		1а	1+2	3			
21	[А]	42–52	0,40	39,9	3,0	42,9	7,4	21,7	2,1	31,2	25,9	1,38
20	[А]	52–62	0,43	41,0	2,5	43,5	6,6	21,8	3,3	31,7	28,1	1,37
19	[А]	62–74	0,43	42,1	1,3	43,4	6,6	21,8	2,3	30,7	25,9	1,41
58	[А]	74–84	0,37	38,7	1,9	40,6	7,7	20,2	1,6	29,5	28,8	1,38
57	[А]	84–94	0,43	35,3	1,3	36,6	5,8	18,5	2,3	26,6	36,8	1,38
56	[А]	94–104	0,49	39,6	1,3	40,9	5,7	18,9	2,2	26,8	32,3	1,53
Примечание: глубины даны от поверхности палеопочв												



а – общий органический углерод, % к почве;
 % к общему органическому углероду: б – сумма гуминовых кислот (ГК);
 в – сумма фульвокислот (ФК); г – негидролизуемые формы гумуса;
 д – ГК фр.1+2; е – ГК фр. 3; ж – ФК фр. 1а; з – $C_{ГК}:C_{ФК}$

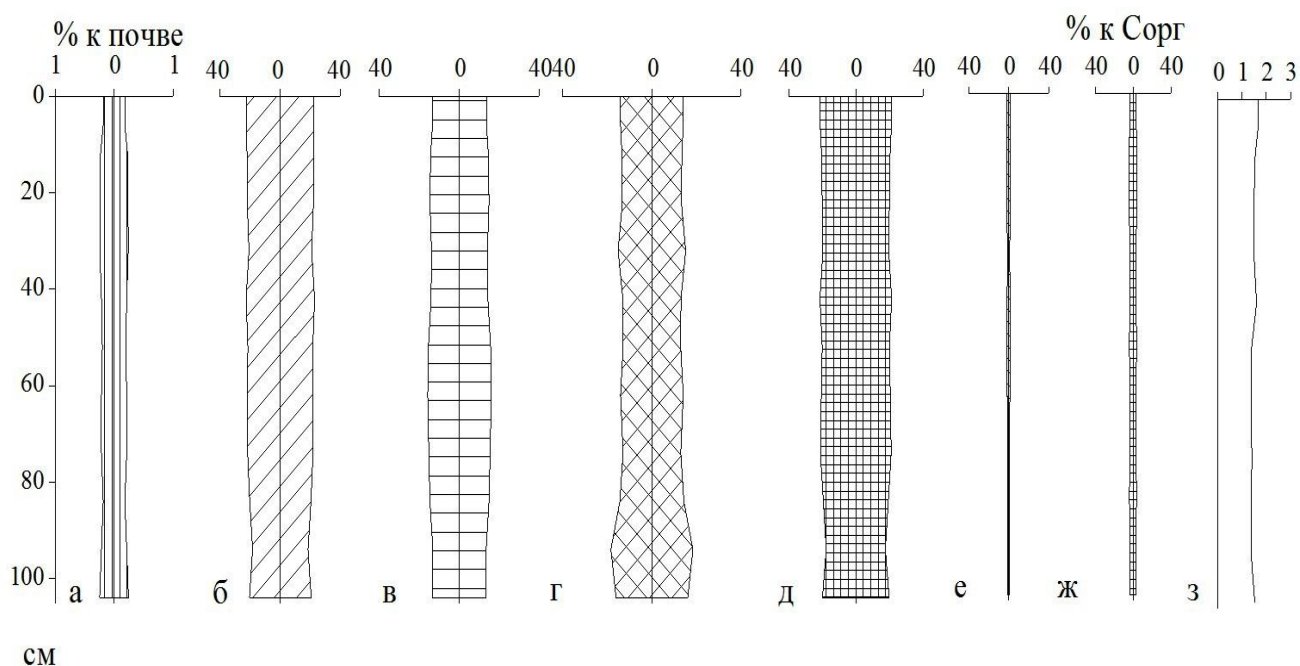
Рисунок 18 – Гумусовый профиль верхней сарыкульской палеопочвы (sr''),
 вскрытой зачисткой 2-013

В верхней части горизонта [B] этот показатель состава гумуса находится в диапазоне 0,65–0,82, что соответствует гуматно-фульватному типу гумуса, в нижней его части он повышается в среднем до 1,47, соответствуя аналогичному для горизонта [A] фульватно-гуматному его типу.

Верхняя сарыкульская палеопочва, вскрытая зачисткой 5-016, представлена только гумусово-аккумулятивным горизонтом, который по составу гумуса близок к таковому предыдущей sr'' палеопочвы.

В гумусовом горизонте зачистки 5-016 sr'' палеопочвы гуминовые кислоты также преобладают в составе гумуса, составляя 37–44 % (таблица 16). Основная доля среди них представлена связанными с кальцием ГК (фракция 2). Фульвокислоты содержатся в меньших количествах, не превышающих 25–30 %. Негидролизуемые формы гумуса представлены очень близкими к предыдущей sr'' палеопочве долями в составе гумуса.

Величина $C_{гк}:C_{фк}$ в верхней толще гумусового горизонта соответствует гуматному типу гумуса (таблица 16), лежит в пределах 1,3–1,8, в среднем составляя $1,49 \pm 0,13$, т. е. находится в области пограничного гуматного – фульватно-гуматного типов гумуса; в горизонте [В] она в два раза меньше, чем в предыдущем случае ($C_{гк}:C_{фк} = 0,72 \pm 0,07$), и относится к гуматно-фульватному составу гумуса. Изменение практически всех характеристик гумусового профиля вскрытого зачисткой 5-016 гумусового горизонта sr'' палеопочвы отличается относительной монотонностью (рисунок 19).



а – общий органический углерод, % к почве;

% к общему органическому углероду; б – сумма гуминовых кислот (ГК);

в – сумма фульвокислот (ФК); г – негидролизуемые формы гумуса;

д – ГК фр.1+2; е – ГК фр. 3; ж – ФК фр. 1а; з – $C_{гк}:C_{фк}$

Рисунок 19 – Гумусовый профиль верхней сарыкульской (sr'') палеопочвы
(зачистка 5-016)

Состав гумуса верхних палеопочв сарыкульского горизонта во всех зачистках находится на границе градаций гуматного – фульватно-гуматного типа и $C_{гк}:C_{фк}$ имеет в них меньшие значения по сравнению с нижними палеопочвами сарыкульского стратиграфического горизонта.

Отложения тыньинского стратиграфического горизонта

На основании результатов анализа группового и фракционного состава гумуса расположенных над рассмотренными выше сарыкульскими почвами отложений тыньинского стратиграфического горизонта, вскрытых зачисткой 5-016 (таблица 17), можно условно выделить в них верхнюю часть до глубины 100 см, содержащую в основном менее 16 % гуминовых кислот, и нижнюю, с содержанием ГК от 16 до 26 %. Максимальное содержание гуминовых кислот (23–26 % от общего органического горизонта) приходится на самый нижний слой 6, который можно рассматривать как переходную толщу от верхней сарыкульской палеопочвы к тыньинским отложениям.

Изменение количества гуминовых кислот внутри отложений этого стратиграфического горизонта имеет четкую тенденцию уменьшения их доли в составе гумуса от подошвы к кровле (рисунок 20).

Основную долю среди гуминовых кислот составляют связанные с кальцием ГК, которые имеют аналогичный всей группе ГК характер изменения с глубиной (рисунок 20). Гуминовые кислоты, связанные с глинными минералами (фракция 3) составляет в этих отложениях минимальный процент, флуктуируя в пределах 1,1–4,3 %. Распределение фульвокислот имеет противоположный характер (рисунок 20): в верхней метровой толще зачистки их количество превышает 35 %, которое, однако, не переходит границу в 45–47 %; в среднем этот компонент гумуса содержится здесь в количестве $40 \pm 3,9$ %, в нижней части их содержание меньше и в среднем составляет $30 \pm 3,1$ %. Негидролизуемые формы гумуса в 50 % случаев превышают 50 % (но не выше 56–57 %), в 27 % случаев их доля составляет более 45 %, но менее 50 %, и только 4 образца сверху отложений и 2 образца из слоя 6 содержат пониженные доли этой группы гумусовых веществ (38–44 %).

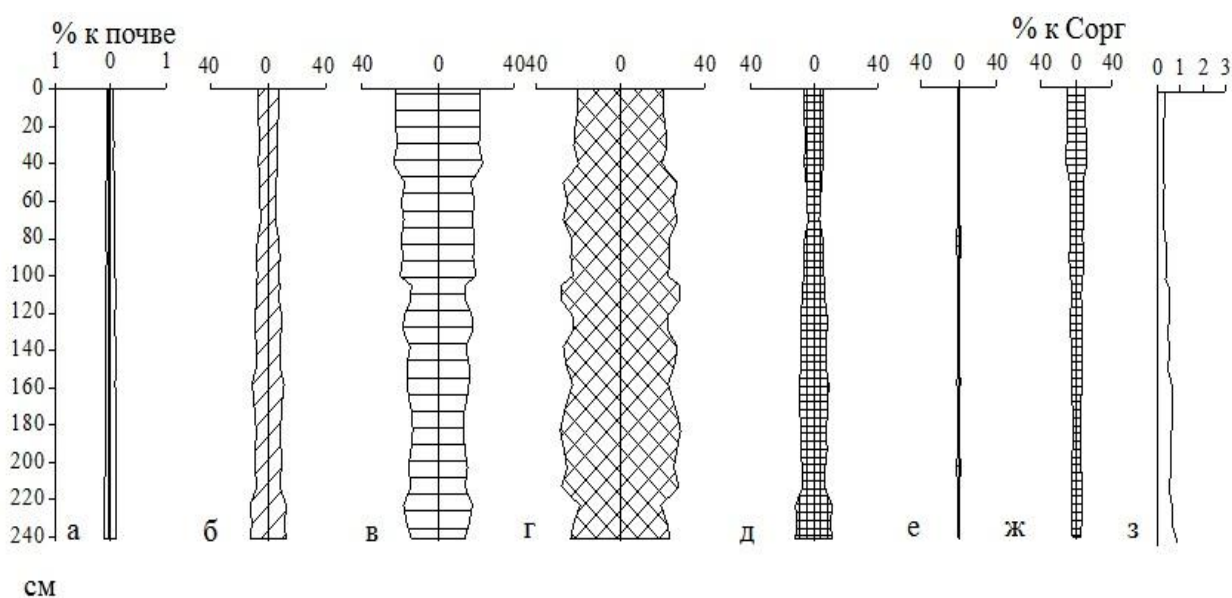
Значения интегрального показателя состава гумуса – $S_{гк}:C_{фк}$ – соответствуют (таблица 17) в верхней метровой толще зачистки фульватному типу (0,28–0,43), в остальной части – гуматно-фульватному – (0,50–0,90), что характерно для почв, сформированных в холодных гумидных условиях.

Таблица 17 – Характеристика состава гумуса отложений тыньинского стратиграфического горизонта

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{общ}	ГК		Σ ГК, %	ФК			Σ ФК, %	НО	C _{ГК} :C _{ФК}
				1+2	3		1а	1+2	3			
Зачистка 5-016												
52	ПКС	0–10	0,11	12,8	2,0	14,8	20,4	17,8	6,6	44,8	40,4	0,33
51		10–20	0,11	11,2	2,0	13,2	20,4	16,1	7,6	44,1	42,7	0,30
50		20–30	0,12	11,1	1,4	12,5	21,7	14,9	6,7	43,3	44,2	0,29
49		30–40	0,10	11,8	1,6	13,4	23,6	16,2	7,3	47,1	39,5	0,28
48		40–50	0,15	9,4	1,7	11,1	15,8	11,9	7,2	34,9	54,0	0,32
47	Слой 1	50–60	0,16	8,8	2,7	11,5	14,8	14,6	9,1	38,5	50,0	0,30
46		60–70	0,15	7,0	2,9	9,9	15,8	13,0	7,2	36,0	54,1	0,28
45		70–80	0,17	11,5	3,4	14,9	13,2	19,1	6,4	38,7	46,4	0,39
44		80–90	0,14	12,7	3,3	16,0	16,0	15,9	5,1	37,0	47,0	0,43
43		90–100	0,16	12,9	2,1	15,0	14,8	16,9	8,3	40,0	45,0	0,38
42	Слой 2	100–105	0,20	13,4	2,6	16,0	11,2	12,5	4,5	28,2	55,8	0,57
41	Слой 3	105–113	0,19	14,1	1,1	15,2	10,5	13,1	5,1	28,7	56,1	0,53
40		113–121	0,16	16,7	2,1	18,8	13,3	15,6	6,8	35,7	45,5	0,53
39		121–129	0,16	16,7	1,6	18,3	14,0	16,8	6,2	37,0	44,7	0,49
38		129–138	0,19	15,0	1,3	16,3	11,2	14,1	4,3	29,6	54,1	0,55
37	Слой 4	138–148	0,18	14,9	1,2	16,1	11,1	14,1	7,4	32,6	51,3	0,49
36	Слой 5	148–158	0,17	18,9	3,4	22,3	11,8	15,8	5,0	32,6	45,1	0,68
35		158–168	0,19	18,1	1,3	19,4	10,5	15,7	3,8	30,0	50,6	0,65
34		168–173	0,20	17,7	1,3	19,0	8,2	14,6	4,9	27,7	53,3	0,69
33		173–183	0,18	14,9	1,4	16,3	8,4	14,1	4,0	26,5	57,2	0,62
32		183–193	0,19	16,9	1,1	18,0	8,6	14,1	5,8	28,5	53,5	0,63
31		193–203	0,19	14,1	4,3	18,4	10,5	16,7	3,8	31,0	50,6	0,59

Окончание таблицы 17

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{общ}	ГК		Σ ГК, %	ФК			Σ ФК, %	НО	C _{ГК} :C _{ФК}
				1+2	3		1а	1+2	3			
30	Слой 5	203–213	0,21	13,6	2,2	15,8	11,8	14,5	2,3	28,6	55,6	0,55
29	Слой 6	213–223	0,22	22,9	2,6	25,5	11,8	17,8	6,6	36,2	38,3	0,70
28		223–233	0,20	21,5	1,3	22,8	11,2	16,0	5,4	32,6	44,6	0,70
27		233–241	0,21	22,9	2,2	25,1	9,5	14,5	4,0	28,0	46,9	0,90
Примечание: ПКС – песчано-каменистый слой												



а – общий органический углерод, % к почве;

% к общему органическому углероду: б – сумма гуминовых кислот (ГК);

в – сумма фульвокислот (ФК); г – негидролизуемые формы гумуса;

д – ГК фр.1+2; е – ГК фр. 3; ж – ФК фр. 1а; з – $C_{ГК}:C_{ФК}$

Рисунок 20 – Гумусовый профиль отложений тыньинского горизонта,
вскрытого зачисткой 5-016

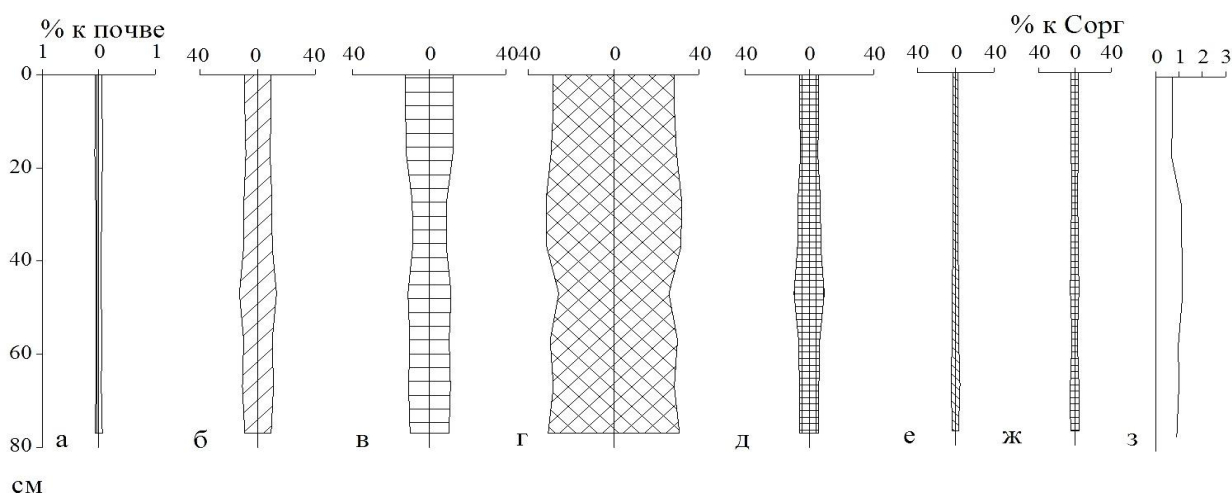
Гумусовый профиль отложений тыньинского стратиграфического горизонта демонстрирует четкое изменение его параметров от подошвы толщи к ее кровле: уменьшение доли гуминовых кислот и его фракций, увеличение фульвокислот, в том числе его подвижной фракции – ФК 1а, и флуктуирующими, но относительно близкими величинами содержания негидролизуемых форм гумуса (рисунок 20).

Палеопочвы батуринского стратиграфического (bt) горизонта

Гумусовый горизонт нижней батуринской (bt) палеопочвы (зачистка 3-013), приуроченной к стратиграфическому горизонту с аналогичным названием, перекрывающим тыньинский горизонт (таблица 18, рисунок 21), содержит небольшое количество гуминовых кислот, которое в 88 % случаев составляет 17–21 % и лишь в одном – более 25 %. Среди этого компонента гумуса преобладают черные ГК. Фульвокислоты представлены округленно в количествах от 18 до 25 %, негидролизуемые формы гумуса – в среднем $59 \pm 3,7$ %.

Таблица 18 – Характеристика состава гумуса палеопочв батуринского стратиграфического горизонта

№ обр.	Горизонт	Глубина, см	C _{общ}	ГК		Σ ГК, %	ФК			Σ ФК, %	НО	C _{ГК} :C _{ФК}
				1+2	3		1а	1+2	3			
Верхняя bt'' палеопочва												
22	[A]	0–5	0,43	26,9	2,5	29,4	1,7	8,5	1,9	12,1	58,5	2,43
21	[A]	5–15	0,41	31,9	2,2	34,1	1,8	10,9	1,7	14,4	51,5	2,37
20	[A]	15–25	0,35	33,1	2,7	35,8	3,4	9,0	2,4	14,8	49,4	2,42
19	[A]	25–35	0,49	32,2	2,2	34,4	2,7	9,6	2,2	14,5	51,1	2,37
18	[A]	35–45	0,48	32,9	1,9	34,8	3,5	7,6	2,8	13,9	51,3	2,50
Нижняя bt' палеопочва												
8	[A]	0–7	0,12	12,1	6,0	18,1	9,0	15,1	1,0	25,1	56,8	0,72
7	[A]	7–17	0,14	10,8	5,8	16,6	7,7	16,1	0,6	24,4	59,0	0,68
6	[A]	17–27	0,11	14,0	5,5	19,5	6,5	8,4	3,2	18,1	63,5	1,08
5	[A]	27–37	0,09	14,6	5,0	19,6	8,0	6,2	3,3	17,5	62,9	1,12
4	[A]	37–47	0,09	18,8	7,0	25,8	9,3	9,3	4,0	22,6	51,6	1,14
3	[A]	47–57	0,11	13,2	6,6	19,8	5,5	13,1	1,9	20,5	59,7	0,97
2	[A]	57–67	0,09	12,1	9,3	21,4	9,3	10,0	2,6	21,9	56,7	0,98
1	[A]	67–77	0,13	12,0	6,2	18,2	9,2	7,7	3,4	20,3	61,5	0,90
Примечание: глубины даны от поверхности палеопочв												



а – общий органический углерод, % к почве;

% к общему органическому углероду: б – сумма гуминовых кислот (ГК);

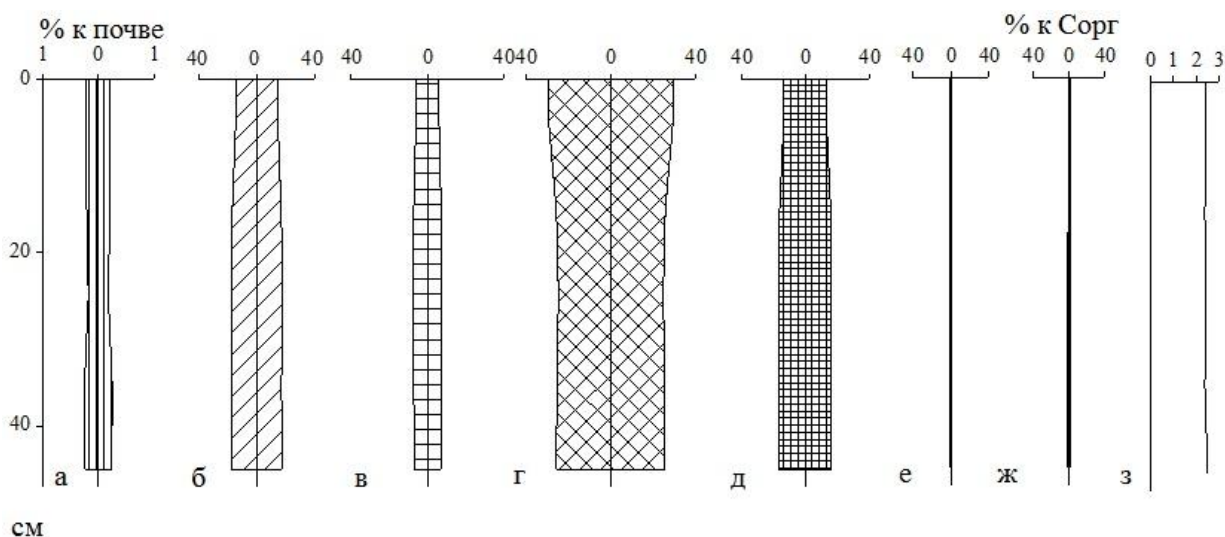
в – сумма фульвокислот (ФК); г – негидролизуемые формы гумуса;

д – ГК фр.1+2; е – ГК фр. 3; ж – ФК фр. 1а; з – $C_{ГК}:C_{ФК}$

Рисунок 21 – Гумусовый профиль нижней палеопочвы батуринского горизонта зачистки 3-013

Интегральный показатель состава гумуса (таблица 18, рисунок 21) изменяется в пределах гумусовой толщи, сначала увеличиваясь от ее нижней границы от 0,9 до 1,1, снижаясь выше до 0,7. Это указывает на формирование горизонта [A] bt' в изменяющихся экологических условиях.

Гумусовый горизонт верхней (bt'') батуринской палеопочвы (таблица 18, рисунок 22) содержит 29–36 % гуминовых кислот в составе гумуса, среди которых преобладает связанная с кальцием фракция. Фульвокислоты представлены в значительно меньших количествах, не превышающих 15 %. Негидролизуемые формы гумуса составляют меньшую долю в его составе, чем в предыдущем случае ($52 \pm 3,2$). Соотношение углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот ($C_{ГК}:C_{ФК}$) (таблица 18, рисунок 22) имеет близкие значения во всей толще гумусового горизонта и лежит в пределах 2,37–2,50. Преобладание в составе гумуса гуминовых кислот над фульвокислотами более, чем в 2 раза, соответствует его гуматному типу. В целом, характеристики состава гумуса гумусовых горизонтов батуринских палеопочв, вскрытых зачисткой 3-013, отвечают теплым условиям формирования с разной увлажненностью.



а – общий органический углерод, % к почве;

% к общему органическому углероду: б – сумма гуминовых кислот (ГК);

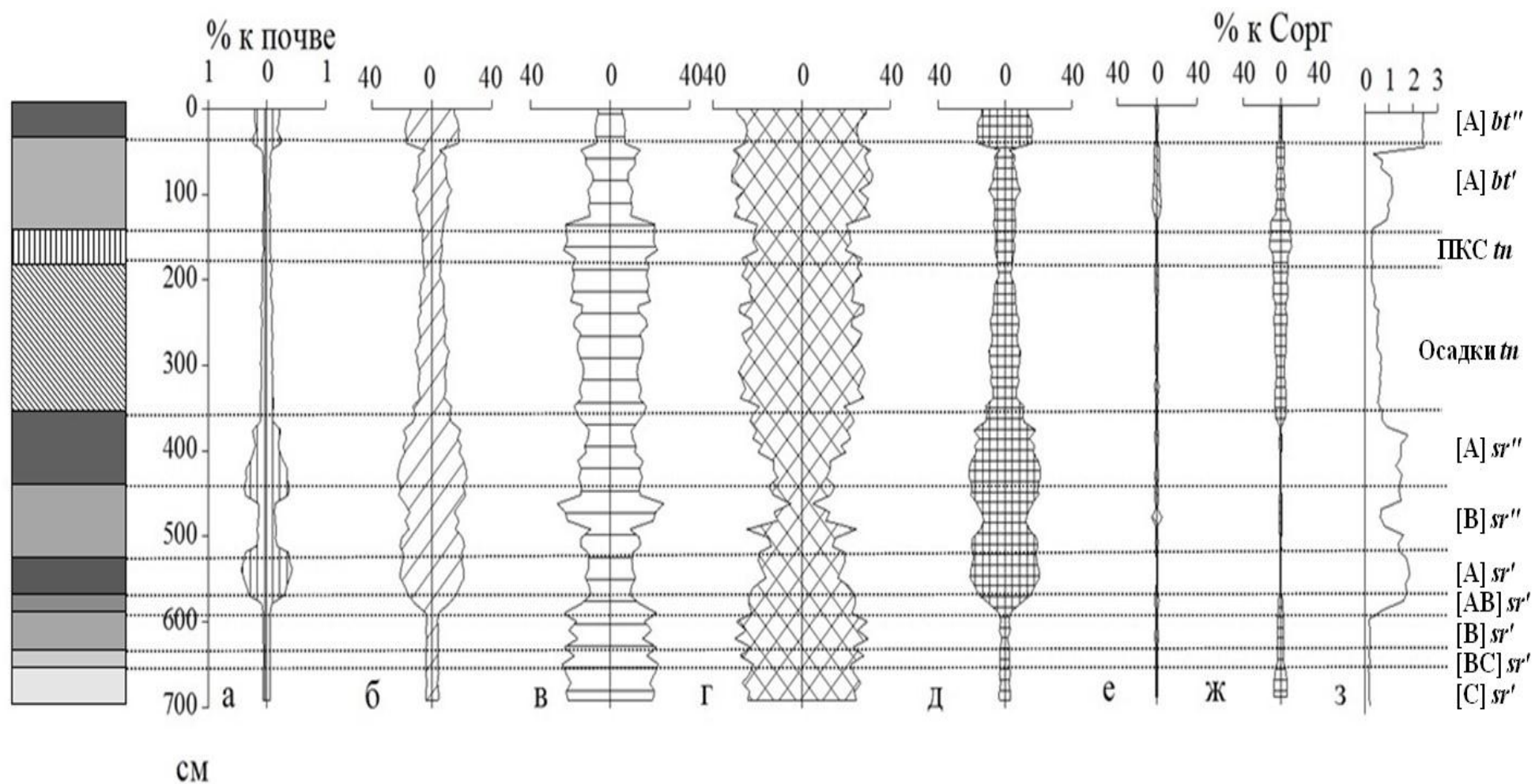
в – сумма фульвокислот (ФК); г – негидролизуемые формы гумуса;

д – ГК фр.1+2; е – ГК фр. 3; ж – ФК фр. 1а; з – $C_{ГК}:C_{ФК}$

Рисунок 22 – Гумусовый профиль верхней палеопочвы батуринаского горизонта зачистки 3-013

Таким образом, особенности состава гумуса нижнеплейстоценовых отложений Миасского карьера Южного Урала позволили установить, что формирование сарыкульских палеопочв протекало в благоприятных для гумусообразования условиях, педогенная переработка отложений тыньинского стратиграфического горизонта происходила в значительно изменяющихся в менее благоприятную для гумусонакопления сторону; природная обстановка в период образования палеопочв батуринаского стратиграфического горизонта была относительно благоприятной для формирования системы гумусовых веществ.

На основании проведенной по мощности горизонтов и удельной магнитной восприимчивости массы палеопочв или осадков корреляции между изученными палеопочвами и отложениями Миасского карьера разных зачисток (глава 2), по усредненным значениям была построена гумусовая профилиграмма составной колонки педогенно переработанных среднеплейстоценовых осадков (рисунок 23), что позволило проследить тенденции изменений природной среды за этот период.



а – общий органический углерод, % к почве;
 % к общему органическому углероду: б – сумма гуминовых кислот (ГК); в – сумма фульвокислот (ФК);
 г – негидролизуемые формы гумуса; д – ГК фр.1+2; е – ГК фр. 3; ж – ФК фр. 1а; з – $C_{ГК}:C_{ФК}$

Рисунок 23 – Гумусовый профиль составной колонки палеопочв и вмещающих их отложений Миасского карьера

В отложениях сарыкульского периода (рисунок 23) четко выделяются две толщи относительно повышенного гумусонакопления, совпадающие с горизонтами [А] нижней (sr') и верхней (sr'') палеопочв, с наибольшей долей гуминовых кислот в составе гумуса, имеющей близкие значения (около 40 %), представленных преимущественно гуматами кальция, на долю которых приходится свыше 80 % ГК.

Фульвокислоты в гумусовом горизонте нижней (sr') сарыкульской палеопочвы (рисунок 23) имеют минимальное в изученной части этого стратиграфического горизонта содержание, составляющее в составе гумуса около 20 %, в горизонте [А] верхней (sr'') палеопочвы их количество повышается до 30 %, что отражается на интегральной характеристике состава гумуса – Сгк:Сфк.

Гумус горизонта [А] нижней сарыкульской палеопочвы имеет гуматный состав (Сгк:Сфк=1,72±0,14), верхней сарыкульской палеопочвы – пограничный между гуматным и фульватно-гуматным (1,45±0,08). На основании этих данных можно заключить, что формирование обеих почв шло по типу черноземообразования, т.е. условия их функционирования были теплыми, но в период формирования нижней менее влажные, чем верхней.

Толща тыньинских осадков, перекрывающая сарыкульские палеопочвы (рисунок 23), характеризуется постепенным убыванием снизу вверх содержания гуминовых кислот в составе гумуса (от 26 до 10 %) и увеличением в этом направлении доли фульвокислот (от 27 до 47 %). Гумус в толще от 366 до 225 см имеет гуматно-фульватный состав, выше – фульватный, Сгк:Сфк тыньинских осадков уменьшается от 0,70 в подошве слоя до 0,28 – в его кровле.

Ход изменения величины соотношения углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот (интегрального показателя состава гумуса) отражает формирование большей части толщи тыньинского горизонта в холодных и влажных условиях, при продолжающемся понижении теплообеспеченности и росте увлажненности.

Гумусовый горизонт нижней батуринской (bt') палеопочвы (рисунок 23) содержит относительно небольшое количество гуминовых кислот (в среднем около 20 %), фульвокислот – от 18 до 25 %. Максимум соотношения гуминовых

кислот и фульвокислот в горизонте [А] этой палеопочвы не превышает 1,14. Все это указывает на его формирование в относительно теплых и влажных условиях, сопоставимых с условиями северных районов лесостепи.

В составе гумуса горизонта [А] верхних (bt'') батуриных палеопочв (рисунок 23) преобладают гуминовые кислоты (среднее содержание $33,7 \pm 2,2 \%$), на фульвокислоты в среднем приходится около 14 % от содержания общего количества гумусовых веществ. Гумус этого горизонта имеет гуматный состав, характеризующийся наибольшими величинами отношения $S_{гк}:C_{фк}$ во всей рассматриваемой толще отложений, равными $2,42 \pm 0,05$, что диагностирует самые оптимальные для гумусообразования (и почвообразования) условия сочетания тепла и влаги в период его формирования.

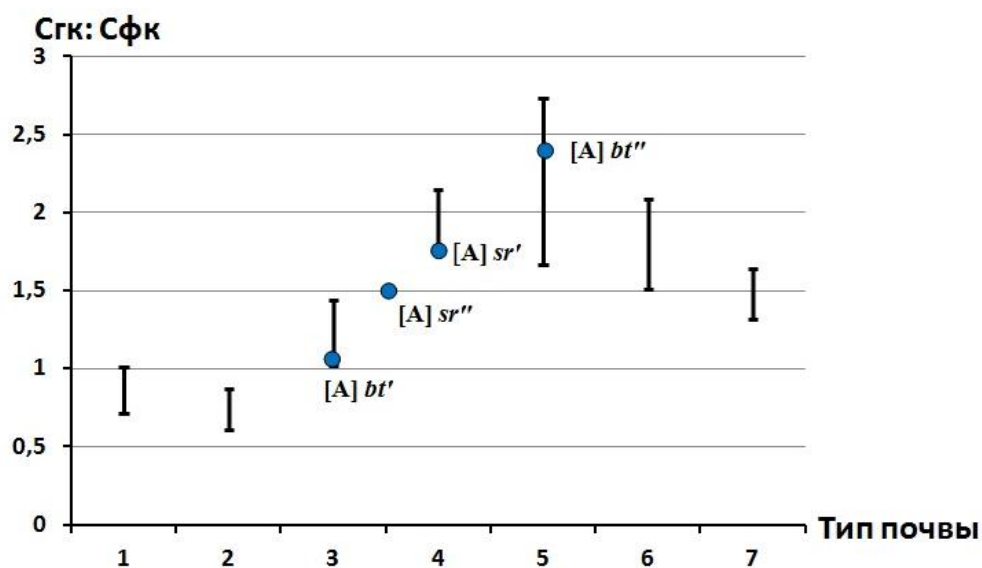
Проведенная на основании характеристик органо-минеральных продуктов педогенеза диагностика среднеплейстоценовых отложений Южного Урала показала, что преобладающим типом почвообразования в период формирования палеопочв было черноземообразование, тогда как педогенное преобразование отложений тыньинского стратиграфического горизонта происходило, судя по характеристикам системы гумусовых веществ, в холодных и влажных условиях. Это не противоречит физико-химическим свойствам палеопочв и отложений, приведенных выше (раздел 4.1).

Таким образом, сарыкульские палеопочвы функционировали в теплых условиях с разной степенью увлажнения, перекрывающие их тыньинские осадки формировались в холодное и влажное время, при дальнейшем ухудшении условий для образования органо-минеральных продуктов почвообразования – понижения температуры и увеличения увлажненности, формирование расположенных над ними батуриных палеопочв также происходило в теплых условиях с разной степенью увлажнения: максимальных в нижней палеопочве и оптимальных – в верхних.

На основании характеристик состава гумуса среднеплейстоценовых палеопочв проведена реконструкция биоклиматических условий их формирования и вмещающих их древних отложений Миасского карьера.

Прежде всего, для этих целей были использованы пределы изменения интегрального показателя состава гумуса – Сгк:Сфк современных почв Южного Урала и прилегающих территорий (глава 3).

Результаты диагностики палеопочв, проведенной на основе полученных пределов изменения состава гумуса современных почв Южного Урала и прилегающих территорий разных условий формирования, приведены на рисунке 24.



1 – бурые горно-лесные почвы; 2 – дерново-подзолистые почвы; 3 – серые лесные почвы; 4 – черноземы выщелоченные; 5 – черноземы обыкновенные; 6 – черноземы южные; 7 – каштановые почвы

Рисунок 24 – Определение аналогов почв и палеопочв

Проведенная диагностика показала, что нижние сарыкульские палеопочвы, среднее значение Сгк:Сфк которых составляет 1,72, можно считать аналогами чернозема выщелоченного, верхние сарыкульские палеопочвы (средняя величина – Сгк:Сфк – 1,47) находятся на границе между серыми лесными почвами и черноземами выщелоченными (рисунок 24). Нижняя батуринская палеопочва (bt') в самый благоприятный период функционирования (Сгк:Сфк = 1,14), вероятнее всего, находилась в условиях, способствующих формированию серых лесных почв, верхняя батуринская палеопочва (Сгк:Сфк = 2,42) является аналогом чернозема обыкновенного. Следовательно, обе сарыкульские и нижняя батуринская палеопочвы формировались в условиях лесостепных ландшафтов,

тогда как верхняя (bt'') батуринская палеопочва – в умеренно-увлажненных степных. В целом, характеристики состава гумуса палеопочв отвечают теплым условиям формирования с разной степенью увлажненности, тогда как педогенное преобразование отложений тыньинского стратиграфического горизонта происходило в холодных и влажных условиях. Проведенная диагностика по составу гумуса не противоречит физико-химическим свойствам палеопочв и отложений, приведенным выше.

4.3. Состав и свойства гуминовых кислот палеопочв и отложений и реконструкция биоклиматических условий на их основе

В результате исследования выделенных из палеопочв гуминовых кислот были получены материалы, характеризующие их элементный состав и спектральные свойства в видимой области спектра и свойств флуоресценции (таблица 19).

Таблица 19 – Характеристики гумусовой составляющей палеопочв и отложений

Слой или горизонт, глубина, см	H:C	E ₄ :E ₆	$\lambda_{\max}$	M ₁
Зачистка 3-013 – верхняя батуринская палеопочва (bt'')*				
[A] 15–25*	0,77	3,1	503	504
Зачистка 3-013 – нижняя батуринская палеопочва (bt')*				
[A] 57–67*	0,90	3,8	496	498
Зачистка 5-016 – тыньинские отложения (tn)				
ПКС*	2,60	7,24	–	–
Слой 1	1,72	–	–	–
Слой 3	1,52	6,32	423	–
Слой 5	1,39	–	–	–
Слой 6*	0,98	3,61	496	498
X±m**	1,54±0,14	6,32*	423*	–
Зачистка 2-013 – верхняя сарыкульская палеопочва (sr'')*				
0–10	0,87	3,8	482	480
20–36	0,97	3,9	490	493
36–46	0,98	3,8	495	488
46–56	0,96	4,0	493	494
X±m	0,95±0,04	3,88±0,08	490±4,95	489±5,54

Окончание таблицы 19

Слой или горизонт, глубина, см	H:C	E ₄ :E ₆	$\lambda_{\max}$	M ₁
Зачистка 9-014 – нижняя сарыкульская палеопочва (sr')				
0–12	0,89	3,45	488	501
12–22	0,92	3,49	489	490
22–32	0,95	3,52	495	493
42–52	0,96	3,44	498	502
52–62	0,90	3,45	499	500
62–72	0,86	3,42	499	499
X±m	0,91±0,03	3,46±0,03	495±4,57	496±4,60
Примечание: * – индивидуальные показатели: среднее из 2 повторностей; слои 1, 3, 5 – среднее по слою при n=5; ** – без учета данных по ПКС и слоя 6				

Данные показывают, что гумусовые горизонты нижних sr' сарыкульских палеопочв (таблица 19) имеют невысокие абсолютные величины отношения H:C в составе гуминовых кислот (0,91±0,03), повышенные значения положения максимума флуоресценции ($\lambda_{\max}$) и величины первого момента (M₁), а также величины E₄:E₆, которые характерны для современных почв, формирующихся в условиях лесостепи.

Гумусовые горизонты верхних сарыкульских sr'' палеопочв отличаются меньшей долей ГК (раздел 4.2), более широким соотношением основных элементов – водорода и углерода (H:C) – и менее высокими значениями $\lambda_{\max}$ и M₁ по сравнению с предыдущими палеопочвами, что свидетельствует об относительно менее теплых и более влажных условиях их формирования. Величины коэффициента цветности (E₄:E₆) не противоречат такому выводу.

Толще тыньинских отложений характерны наибольшие абсолютные величины отношения H:C в гуминовых кислотах и наименьшие величины длины волны максимума флуоресценции $\lambda_{\max}$ и первого момента M₁, которые характерны для современных почв, формирующихся в холодных и влажных условиях природной среды [Бажина, 2016].

Гуминовые кислоты нижней батуриной палеопочвы (bt') близки по соотношению основных элементов (Н:С) и спектральным свойствам к сарыкульским палеопочвам, которые соответствуют таким же характеристикам для современных почв лесостепи, верхней bt'' – имеют показатели элементного состава и изученных спектральных свойств, аналогичные современным почвам умеренно-засушливых степей.

Анализ данных позволяет заключить, что характеристики гуминовых кислот сарыкульских и батуриных палеопочв соответствуют аналогам современных почв (глава 3), формирующимся в теплых и относительно умеренных, хотя и существенно отличающихся, условиях увлажнения, тогда как ГК песчано-каменистого слоя тыньинского горизонта и остальная его толща соответствуют гуминовым кислотам современных почв, формирующимся при низких температурах и высокой увлажненности.

Для использования соотношения структурообразующих элементов в гуминовых кислотах при проведении диагностики ландшафтных и биоклиматических условий формирования среднеплейстоценовых палеопочв и отложений Южного Урала были рассчитаны среднестатистические данные, характеризующие их гумусовые горизонты [А], с применением более расширенных массивов данных (таблица 20).

Проведенная по параметрам соотношения основных структурообразующих элементов – Н:С – в составе гуминовых кислот диагностика условий формирования всех объектов исследования с использованием графиков, отражающих положение полей распределения этого показателя гуминовых кислот в координатах Н–С (рисунок 25), свидетельствует о том, что формирование нижней sr' палеопочвы протекало в теплых климатических условиях, аналогичных современной южной лесостепи, верхней sr'' палеопочвы – в близких, но относительно более влажных условиях, отложения тыньинского стратиграфического горизонта формировались в холодных и влажных условиях, в целом, холоднее и влажнее, чем лесные (положение средней отметки показателя Н:С этих отложений лежит за пределами имеющихся в настоящее время

диагностических полей для Южного Урала), вероятнее всего – в условиях, аналогичных по тепло- и влагообеспеченности лесотундровым или тундровым (рисунок 25).

Таблица 20 – Среднестатистические величины соотношения основных структурообразующих элементов в гуминовых кислотах горизонта [А] изученных среднеплейстоценовых палеопочв и отложений Южного Урала

Палеопочва	Номер зачистки	n	H:C	C:N
Верхняя батуриная (bt'')	3-013	2	0,77	12,99
Нижняя батуриная (bt')	3-013	2	0,90	17,33
ПКС	5-016	1	2,60	14,00
Толща, охватывающая слои 1-5 тыншинских отложений		3	1,54±0,14	–
Верхняя сарыкульская (sr'')	2-013	9	0,94±0,11	16,63±1,11
Нижняя сарыкульская (sr')	1-016	10	0,86±0,06	17,19±0,81
	2-013	14	0,82±0,17	16,55±0,37
	9-014	12	0,89±0,05	15,85±1,37
Примечание: слой 6 не учитывался, поскольку он является переходным к сарыкульской палеопочве и, скорее всего, относится к ее гумусовому горизонту				

Диагностика, проведенная с использованием графиков, приведенных в главе 3, отражающих положение полей распределения показателей ГК современных почв Южного Урала и прилегающих территорий разных условий формирования в этих координатах (рисунок 25), показала также, что нижняя bt' палеопочва формировалась в близких к сарыкульским почвам условиям лесостепи, а верхняя bt'' палеопочва – в условиях умеренно-засушливой степи (рисунок 25).

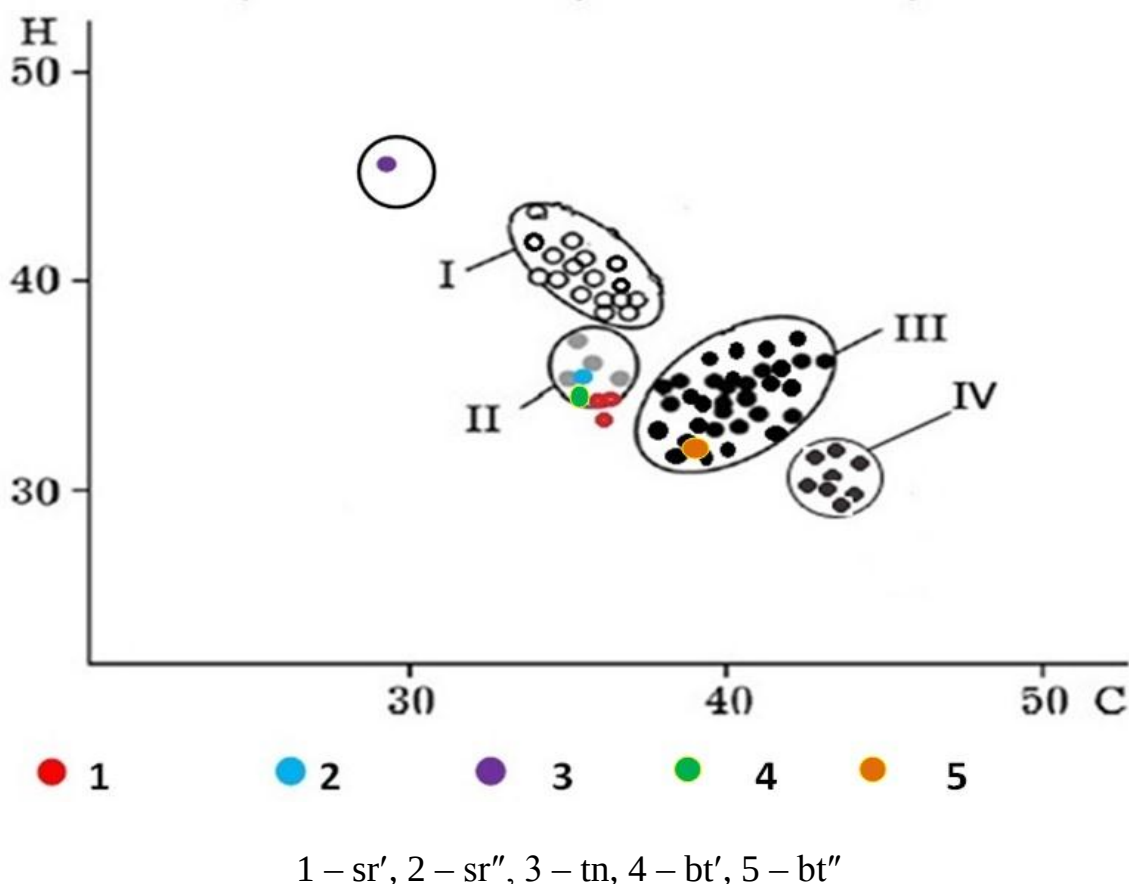
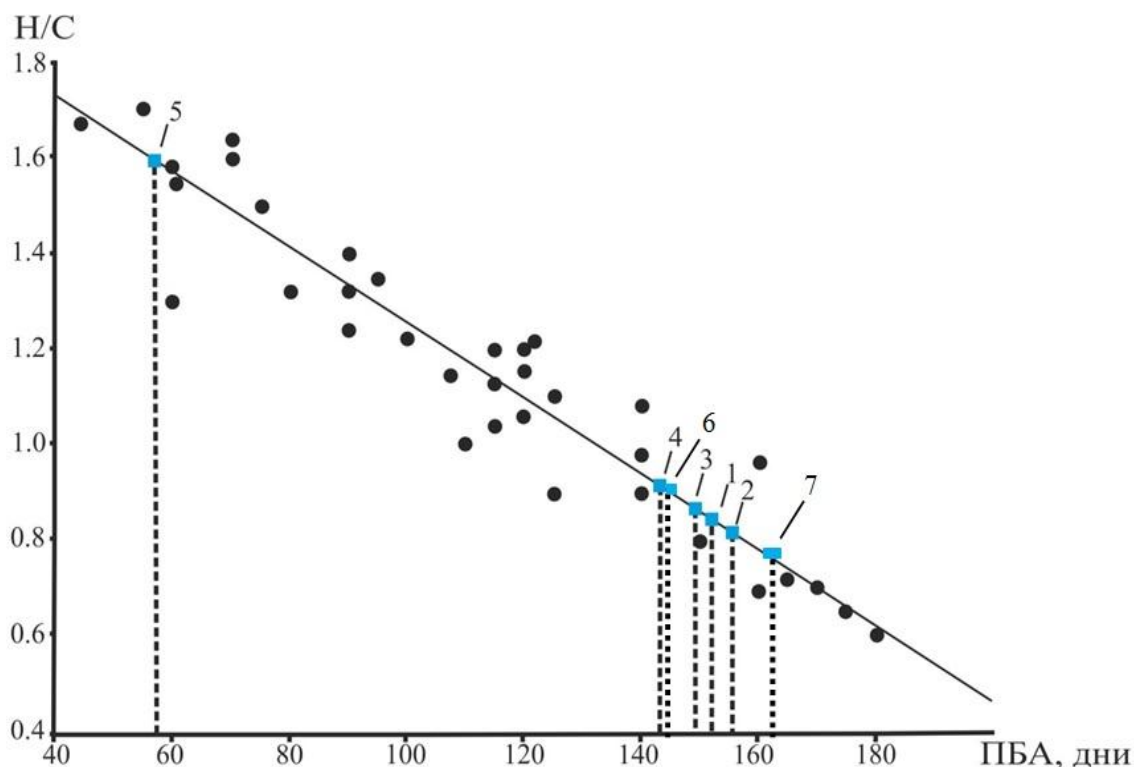


Рисунок 25 – Поля распределений характеристик состава гуминовых кислот почв Южного Урала лесных (I), лесостепных (II), степных умеренно-засушливых (III), степных засушливых (IV) условий формирования в системе координат Н–С и диагностика палеопочв и отложений

Таким образом, диагностика биоклиматических условий формирования среднеплейстоценовых палеопочв Южного Урала по характеристикам их гуминовых кислот выявила, что образование сарыкульских палеопочв и нижней батуринской палеопочвы происходило в аналогичных современным лесостепных, верхних – в степных условиях, тогда как отложения тыньинского стратиграфического горизонта, включая ПКС и остальную его толщу были образованы при низких температурах и высокой увлажненности (в условиях, аналогичных лесотундровым или тундровым).

На основании выявленной ранее связи между соотношением структурообразующих элементов (Н:С) и периодом биологической активности

(ПБА) [Дергачева, 2018], проведено определение ПБА для сарыкульских и батуриных палеопочв, а также тыньинских отложений (рисунок 26).



Номер зачистки sr' палеопочв: 1 – 1-016; 2 – 2-013; 3 – 9-014;

sr'' палеопочвы: 4 – 2-013; 5 – толща, охватывающая тыньинские отложения (1–5 слои в целом), вскрытая зачисткой 5-016; 6 – bt' палеопочвы; 7 – bt'' палеопочвы

Рисунок 26 – Определение периода биологической активности по величине Н:С гуминовых кислот горизонта [А] палеопочв и отложений Южного Урала

Ситуация, отраженная на рисунке 26, показывает, что полученные данные о соотношении величин Н:С гуминовых кислот нижних и верхних сарыкульских палеопочв (142–155 дней) соответствуют области значений периода биологической активности, характерной для современных лесостепных условий формирования, тогда как ПБА в период формирования отложений тыньинского стратиграфического горизонта не превышает 60 дней, что характерно для суровых низкотемпературных условий [Дергачева, 2018 ; Учаев и др., 2018 б]. Параметры гуминовых кислот по величине Н:С нижних батуриных палеопочв отражают условия, аналогичные таковым верхних сарыкульских палеопочв, тогда как для

верхних батуриных палеопочв определен самый высокий из всех изученных нами палеопочв период биологической активности, превышающий 160 дней, что характерно для почв умеренно-засушливой степи.

В целом, диапазон периода биологической активности (ПБА) в течение отрезка времени 800–600 тыс. лет назад, лежит в пределах от 57 дней в период формирования тыншинского горизонта до 162 дней во время формирования верхней батуриной почвы (рисунок 26).

Таким образом, в результате выявленных и изученных признаков педогенеза в палеопочвах и отложениях среднего плейстоцена Южного Урала и поиска аналогов среди современных почв разных условий формирования были определены биоклиматические условия, существовавшие в период 800–600 тыс. лет назад на Южном Урале, и впервые реконструированы количественные параметры изменения периода биологической активности в этот период времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные характеристики вещественного состава и гумусовой составляющей отложений, вскрытых в бортах Миасского карьера на Южном Урале, лежащих выше границы Брюнес–Матуяма и охватывающих, согласно В. В. Стефановскому [2006], три стратиграфических подразделения (сарыкульский, тыншинский и батуринский горизонты), позволили выявить в них разной сохранности признаки педогенеза (от полного почвенного профиля до отдельных горизонтов или их совокупности, а также свойств почвенной массы в целом или отдельных их компонентов), провести сравнение характеристик палеопочв с современными почвами разных условий формирования, выявить аналоги между ними и определить биоклиматические условия их формирования. Тренд изменения природной среды в этот временной отрезок соответствовал смене природной обстановки от аналогов условий южной лесостепи через северную лесостепь до тундровых условий и затем через северную лесостепь к условиям умеренно-засушливой степи.

На основе элементного состава и спектральных свойств одного из основных компонентов органо-минеральных взаимодействий в палеопочвах – гуминовых кислот, их долевого участия в составе гумусовых веществ и соотношении с другими компонентами гумуса (в частности, С_{гк}:С_{фк}) проведена диагностика отложений среднего плейстоцена не только теплых периодов, фиксируемых по внешне выраженному присутствию палеопочв или их горизонтов, но и отложений холодных стадий, педогенное преобразование которых не фиксируется морфологически. Анализ параметров соотношения основных структурообразующих элементов в гуминовых кислотах позволил впервые определить диапазон периода биологической активности для временного отрезка 800–600 тыс. лет назад.

Проведенные исследования позволили сделать ряд выводов, логично вытекающих из полученных материалов и их интерпретации:

1. Выявленные специфические разноуровневые признаки педогенеза в среднеплейстоценовых отложениях Миасского карьера на Южном Урале,

относящихся к сарыкульскому (миасскому), тыншинскому и батуриному горизонтам, позволили выделить в них четыре палеопочвы, расчленить их на горизонты и провести диагностику биоклиматических условий их формирования.

2. Составленная на основе оригинальных и литературных материалов рецентная основа по составу гумуса, а также составу и свойствам гуминовых кислот основных типов почв разных ландшафтных условий Южного Урала и прилегающих территорий, позволила выявить аналоги между палеопочвами и современными почвами с целью диагностики палеопочв и реконструкции природной среды их формирования.

3. Ряд показателей физико-химического состава палеопочв разного возраста, а также долевого участия гуминовых кислот в составе гумуса, их состава, свойств и соотношения с другими компонентами гумусовых веществ находятся в соответствии друг с другом и свидетельствуют о преобладании лесостепных – степных условий в период формирования гумусовых горизонтов палеопочв и очень холодных и влажных (аналогичных лесотундровым или тундровым) – при формировании отложений тыншинского горизонта.

4. Состав гумуса и свойства почв, а также соотношения элементов в гуминовых кислотах палеопочв сарыкульского и батуриного стратиграфических горизонтов позволили установить, что преобладающим типом почвообразования в период их формирования было черноземообразование в лесостепных и степных условиях, причем нижние st' палеопочвы формировались в условиях, характерных для южной части лесостепи, верхние st'' и нижние bt' палеопочвы – для более северных ее районов, а верхние батуринские bt'' палеопочвы – в условиях умеренно-засушливой степи; период биологической активности этих палеопочв не переходит границ, лежащих в диапазоне 55–165 дней.

5. Признаки педогенеза в отложениях тыншинского горизонта, перекрывающего сарыкульский, соответствуют условиям холодного и влажного климата с периодом биологической активности не более 60 дней и показывают постепенное изменение условий их формирования от подошвы отложений к их кровле в сторону похолодания.

6. Изменение условий природной среды в период 800–600 тыс. лет назад имело направленность от аналогов условий южной лесостепи на границе Брюнес–Матуяма через северную лесостепь до тундровых условий в период педогенного преобразования отложений тыннинского горизонта и затем через северную лесостепь к условиям умеренно-засушливой степи в палеопочве, приуроченной к кровле изученных отложений.

Дальнейшие исследования будут дополнены данными по составу гумуса и гуминовых кислот современных почв северных территорий Урала для уточнения условий формирования холодного Тынинского стратиграфического горизонта на Южном Урале. Планируется провести аналогичное исследование палеопочв и отложений более древних и более молодых плейстоценовых геологических горизонтов Южного Урала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агишева С. Ю. Экологические условия формирования растительного покрова почв степной и лесостепной зон Урала // Вестник Оренбургского государственного университета. 2013. № 10 (159). С. 160–163.
2. Агроклиматические ресурсы Свердловской области: Справочник / Качева И. Г., Федотова О. Б., Халевицкая Г. С., Григорчук Е. В. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 158 с.
3. Агроклиматические ресурсы Челябинской области: Справочник / Подгот. Григорчук Е. В., Халевицкая Г. С., Подорошко Г. А. / Свердл. гидрометеорол. обсерватория. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 151 с.
4. Агроклиматический справочник по Свердловской области. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 196 с.
5. Агроклиматический справочник по Челябинской области. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 156 с.
6. Александровский А. Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.
7. Алексеев А. О., Алексеева Т. В., Демкин В. А., Сергацков И. В. Магнитные свойства погребенных почв археологических памятников – запись климатических условий степей Приволжской возвышенности в голоцене // Материалы по археологии Волго-Донских степей. Волгоград, 2004. Вып. 2. С. 96–106.
8. Алексеев А. О., Борисов А. В., Сдыков М. Н., Алексева В. А., Ельцов М. В., Демкин В. А. Палеопочвенные и магнитные исследования археологического комплекса «Кырык-Оба» в Западно-Казахстанской области // Вопросы истории и археологии Западного Казахстана. Уральск, 2003. Т. 2. С. 219–232.
9. Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
10. Атлас теплового баланса земного шара / под ред. проф. М. И. Будыко. М., 1963. 69 с.

11. Бабанин В. Ф. Магнитная восприимчивость основных почвенных типов СССР и использование ее в почвенных исследованиях: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1972. 25 с.
12. Бабанин В. Ф., Трухин В. И., Карпачевский Л. О., Иванов А. В., Морозов В. В. Магнетизм почв. М.: Ярославль. 1995. 192 с.
13. Бажина Н. Л. Гуминовые кислоты почв западной части Тувы: Автореф. дис. ... канд. биол. наук: 03.02.13. Томск, 2016. 23 с.
14. Бажина Н. Л., Ондар Е. Э., Очур К. О., Дергачева М. И. Элементный состав гуминовых кислот почв западной части территории Тувы // Вестник Оренбургского государственного университета. 2013. № 10 (159). С. 233–236.
15. Бажина Н. Л., Ондар Е. Э. Элементный состав гуминовых кислот горно-каштановых почв Алашского нагорья Тувы // Палеопочвы, современные почвы и их взаимосвязь с природной средой: Материалы / IV Международная научная молодежная школа по палеопочвоведению «Палеопочвы – хранители информации о природной среде прошлого», 30 июля – 04 августа 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 3–7.
16. Бажина Н. Л., Ондар Е. Э., Дерябина Ю. М. Специфика поглощения света в видимой и ультрафиолетовой области спектра гуминовыми кислотами почв западной части территории Тувы // Вестник Оренбургского государственного университета. 2014. № 6 (167). С. 189–194.
17. Базилевич Н. И. Особенности круговорота зольных элементов и азота в некоторых почвенно-растительных зонах СССР // Почвоведение. 1955. № 4. С. 1–32.
18. Базилевич Н. И. Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. М.: Наука, 1993. 294 с.
19. Беллами Л. Инфракрасный спектр сложных молекул. М.: ИЛ, 1963. 590 с.
20. Бельчикова Н. П. Некоторые закономерности содержания, состава гумуса и свойств гуминовых кислот в главнейших группах почв Союза ССР // Труды Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева АН СССР. 1951. Т. 38. С. 33–58.

21. Бирюкова О. Н. Органическое вещество погребенных почв лессовых отложений, его значение для общей теории гумификации и палеопочвенных реконструкций: Автореф. дис. ... канд. биол. наук: 06.01.03. М., 1978. 26 с.

22. Бирюкова О. Н., Орлов Д. С. Период биологической активности почв и его связь с групповым составом гумуса // Научные доклады высшей школы. Биол. науки. 1978. № 4. С. 115–119.

23. Бирюкова О. Н., Орлов Д. С. Состав и свойства органического вещества погребенных почв // Почвоведение. 1980. № 9. С. 49–66.

24. Болиховская Н. С., Глушанкова Н. И., Ренгартен Н. В., Судакова Н. Г. Погребенные почвы Лихвинского (Чекалинского) разреза // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М., 1976. № 45. С. 30–44.

25. Борисевич Д. В. Рельеф и геологическое строение // Урал и Приуралье / Борисевич Д. В., Вендров С. Л., Горчаковский П. Л. и др. М., 1968. С. 19–81.

26. Будыко М. И. Испарение почвенной влаги. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 136 с.

27. Вадюнина А. Ф., Бабанин В. Ф. Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. 1972. № 10. С. 56–66.

28. Вадюнина А. Ф., Бабанин В. Ф. Магнитная восприимчивость почв // Труды X Международного конгресса почвоведов. М., 1974. Т. 1. С. 357–362.

29. Вашукевич Н. В. Органическое вещество голоцен-плиоценового хроноряда почв Предбайкалья: Автореф. дис. ... канд. биол. наук: 03.00.27. Новосибирск, 1996. 14 с.

30. Вашукевич Н. В. Состав гумуса современных почв как основа диагностики условий гумусообразования в плиоцен-голоценовое время. Новосибирск, 1998. 18 с. (Препринт).

31. Веклич М. Ф. Палеозатрапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наукова думка, 1982. 207 с.

32. Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Волков И. А., Зыкина В. С. Этапы формирования четвертичной субэдральной толщи Украины и юго-восточной части Западно-Сибирской равнины // Тезисы докл. XI Международного конгресса ИНКВА, 03–09 августа 1982 г. М., 1982. Т. 3. С. 70–71.

33. Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Дубняк В. А. и др. Развитие грунтов Украины у плейстоценового кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1973. 210 с.
34. Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
35. Величко А. А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре главных климатических ритмов плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей: Сб. статей. М., 1981. С. 220–246.
36. Величко А. А., Морозова Т. Д. Почвенный покров микулинского межледниковья и брянского интервала // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). М., 1982. С. 81–92.
37. Вирина Е. И. Магнитные свойства плейстоценовых погребенных почв Молдавии и Приобья: Автореф. дис. ... канд. наук: 01.00.00. М., 1972. 18 с.
38. Вирина Е. И., Фаустов С. С. Магнитные свойства и природа естественной остаточной намагниченности погребенных почв и лессов // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек: Сб. статей. М., 1973. Сб. 4. С. 164–172.
39. Волков И. А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.
40. Волков И. А. Состояние и перспективы развития стратиграфии четвертичных отложений // Геология и геофизика. 1983. № 2. С. 30–39.
41. Волков И. А., Зыкина В. С. Стратиграфия четвертичной лессовой толщи Новосибирского Приобья // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири: Сб. статей. Новосибирск, 1982. С. 17–82.
42. Вологжанина Т. В., Ускова М. П. Гумусовый профиль и показатели гумусного состояния светло-серых лесных почв зоны широколиственных лесов // Методы повышения плодородия почв на Урале: Межвузовский сборник научных трудов / Пермский сельскохозяйственный институт. Пермь, 1981. С. 13–21.
43. Геннадиев А. Н., Соколова Т. А. Направление и скорость глинообразования в некоторых почвах Приэльбрусья // Почвоведение. 1977. № 6. С. 121–130.
44. Геология СССР. М. Недр, 1969. Т. 12.: Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. I: Геологическое описание. Кн. 1. 723 с.

45. Герасимов И. П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении // Труды Института географии АН СССР. 1948. Т. 42. С. 5–36.

46. Герасимов И. П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М., 1961. Т. 1. С. 224–231.

47. Глушанкова Н. И. Особенности группового состава гумуса погребенных почв лихвинского разреза // Вестник МГУ. Сер. Б. География. 1971 а. № 5. С. 109–113.

48. Глушанкова Н. И. О составе гумуса погребенных почв Приобского степного плато в разрезе Белово // Вестник МГУ. Сер. Б. География. 1971 б. № 3. С. 104–108.

49. Глушанкова Н. И. Органическое вещество погребенных почв новейших отложений и его палеогеографическое значение: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1972. 25 с.

50. Глушанкова Н. И. Плейстоценовый педогенез и палеогеография ископаемых почв Русской равнины: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук: 11.00.04. М., 1994. 60 с.

51. Глушанкова Н. И., Аммосова Я. М. К познанию свойств органического вещества погребенных почв // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения: Материалы семинара, май 1972 г. М., 1974. С. 190–208.

52. Губин С. В. Погребенные плейстоценовые почвы стоянки Кормань IV // Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV: Сб. статей. М., 1977. С. 98–104.

53. Губин С. В. Погребенные плейстоценовые почвы района палеолитической стоянки Кетросы // Кетросы. Мустьерская стоянка на среднем Днестре: Сб. статей. М., 1981. С. 93–103.

54. Губин С. В. Палеопедологический анализ отложений многослойной стоянки Молдова V // Многослойная палеолитическая стоянка Молдова V. Люди каменного века и окружающая среда: Сб. статей: К XII конгр. ИНКВА (Канада, 1987). М.: Наука, 1987. С. 133–141.

55. Губин С. В., Лупачев А. Подходы к выделению и изучению погребенных почв в мерзлых толщах отложений ледового комплекса // Криосфера Земли. 2012. Т. 16, № 2. С. 79–84.

56. Дергачева М. И. Сравнительная характеристика состава гумуса бурых и серых лесных почв Среднего Урала // Химия, генезис и картография почв: Материалы съезда / АН СССР. Всесоюз. о-во почвоведов. М., 1968. С. 90–93.

57. Дергачева М. И. Оптические свойства системы гумусовых веществ почв Урала и Зауралья // Лесные почвы южной тайги Урала и Зауралья. Свердловск, 1972. С. 146–155. – (Труды Института экологии растений и животных/ АН СССР. Уральск. науч. центр; Вып. 85).

58. Дергачева М. И. Органическое вещество почв: статика и динамика. Новосибирск: Наука, 1984. 155 с.

59. Дергачева М. И. Система гумусовых веществ почв. Новосибирск: Наука, 1989. 110 с.

60. Дергачева М. И. Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 228 с.

61. Дергачева М. И. Педогумусовый метод диагностики палеоклиматов // Проблемы климатических реконструкций в плейстоцене и голоцене Сибири. Новосибирск, 1998 а. С. 132–142.

62. Дергачева М. И. Реконструкция условий почвообразования педогумусовым методом // Экология и почвы: Избранные лекции I-VII школы. Пущино, 1998 б. Т. 1. С. 263–283.

63. Дергачева М. И. Экологические функции гумуса // Гуминовые вещества в биосфере: тез. докл. II Междунар. конф., 03–06 февраля 2003 г. М.; Спб., 2003. С. 13–14.

64. Дергачева М. И. Возможность использования гуминовых кислот для реконструкции естественных и агроландшафтов прошлого // Проблемы древнего земледелия и эволюции почв в лесных и степных ландшафтах Европы: Материалы Международного научного семинара, 19–21 октября 2006 г. Белгород, 2006. С. 6–13.

65. Дергачева М. И. Методы почвоведения в археологических исследованиях. Новосибирск: СО РАН, 2007. 97 с.

66. Дергачева М. И. Гумусовая память почв // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Ред. Таргульян В. О., Горячкин С. В. М., 2008. С. 530–560.

67. Дергачева М. И. Гумусовые вещества как источник информации о природной среде формирования // Известия аграрной науки. 2011. Т. 9, № 2. С. 57–61.

68. Дергачева М. И. Диагностика и реконструкция палеоэкологических условий педогумусовым методом // Методические подходы к использованию биологических индикаторов в палеоэкологии / научн. ред. Л. Б. Назарова. Казань, 2011. С. 193–239.

69. Дергачева М. И. Гумусовые вещества как хранители информации о древнем педогенезе // Палеопочвы, природная среда и методы их диагностики. Новосибирск, 2012. С. 61–74.

70. Дергачева М. И. Система гумусовых веществ как основа диагностики палеопочв и реконструкции палеоприродной среды / отв. ред. И. Н. Феденева; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т почвоведения и агрохимии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. 294 с.

71. Дергачева М. И., Зыкина В. С., Волков И. А. Проблемы и методы изучения ископаемых почв. Новосибирск: Изд-во Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1984. 80 с.

72. Дергачева М. И., Дедков В. С. Влияние промерзания–оттаивания на органическое вещество почв Приобской лесотундры // Экология. 1977. № 2. С. 23–32.

73. Дергачева М. И., Лаухин С. А., Феденева И. Н. Палеогеографические реконструкции Чулымо-Енисейской впадины по ископаемым почвам (на примере Куртакского археологического района) // Методы естественных наук в археологических реконструкциях: Сб. науч. тр. Новосибирск, 1995 а. С. 106–115.

74. Дергачева М. И., Феденева И. Н., Лбова Л. В., Ануфриева Р. Г. Условия обитания позднелептенического человека на Варвариной горе: реконструкция

по педогенным признакам // Методы естественных наук в археологических реконструкциях: Сб. науч. тр. Новосибирск, 1995 б. С. 115–123.

75. Дергачева М. И., Бажина Н. Л., Ондар Е. Э., Очур К. О., Рябова Н. Н. Экологическая обусловленность состава и свойств гуминовых кислот почв западной части Тувы // Вестник Оренбургского государственного университета. 2015. № 10 (185). С. 166–169.

76. Дергачева М. И., Вашукевич Н. В., Гранина Н. И. Гумус и голоцен-плиоценовое почвообразование в Предбайкалье. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000. 204 с.

77. Дергачева М. И., Дервянко А. П., Феденева И. Н. Эволюция природной среды Горного Алтая в позднем плейстоцене и голоцене: (реконструкция по признакам педогенеза). Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2006. 143 с.

78. Дергачева М. И., Зыкина В. С. Состав гумуса плейстоценовых ископаемых почв Новосибирского Приобья // Геология и геофизика. 1978. № 12. С. 81–92.

79. Дергачева М. И., Зыкина В. С. Органическое вещество ископаемых почв. Новосибирск: Наука, 1988. 129 с.

80. Дергачева М. И., Некрасова О. А., Васильева Д. И., Фадеева В. П. Элементный состав гуминовых кислот целинных черноземов разных условий формирования // Вестник Оренбургского государственного университета. 2012 а. № 10 (146). С. 90–96.

81. Дергачева М. И., Некрасова О. А., Оконешникова М. В., Васильева Д. И., Гаврилов Д. А., Очур К. О., Ондар Е. Э. Соотношение элементов в гуминовых кислотах как источник информации о природной среде формирования почв // Сибирский экологический журнал. 2012 б. № 5. С. 667–676.

82. Дергачева М. И., Некрасова О. А., Лаврик Н. Л. Гуминовые кислоты современных почв Южного Урала. Новосибирск: Препринт, 2002. 24 с.

83. Дергачева М. И., Феденева И. Н. Изменение почвенного покрова Западного Тянь-Шаня в позднем плейстоцене в пространстве и во времени // Биосферные функции почвенного покрова: Материалы Всерос. науч. конференции, 08–12 ноября 2010 г. Пущино, 2010. С. 104–106.

84. Дергачева М. И., Феденева И. Н. Эволюция условий почвообразования и почвенного покрова Западного Тянь-Шаня в позднем плейстоцене // География и природные ресурсы. 2004. № 4. С. 69–73.

85. Дервянко А. П., Феденева И. Н., Дергачева М. И., Нохрина Т. И. Природно-климатические условия Гобийского Алтая в позднем плейстоцене-голоцене (по материалам исследований памятника Чихэн) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий (Материалы Годовой сессии Института археологии и этнографии СО РАН 2006 г.). Новосибирск, 2006. Т. XII, ч. I. С. 109–111.

86. Дервянко А. П., Гричан Ю. В., Дергачева М. И., Зенин А. Н., Лаухин С. А., Левковская Г. М., Малолетко А. М., Маркин С. В., Молодин В. И., Оводов Н. Д., Петрин В. Т., Шуньков М. В. Археология и палеоэкология палеолита Горного Алтая. Новосибирск, 1990. 159 с.

87. Дервянко А. П., Дергачева М. И. Магнитная восприимчивость в археологии палеолита: к вопросу о реконструкции палеоклиматов // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири: Сб. статей. Новосибирск, 1998. С. 110–119.

88. Дмитриев Е. А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2010. 336 с.

89. Длусский К. Г., Морозова Т. Д., Чичагова О. А. Свойства органического вещества педоседиментов и ископаемых почв среднего плейстоцена бассейна Оки, как показатель природных условий их образования // Доклады Академии наук. 1997. Т. 354, № 3. С. 395–398.

90. Добродеев О. П. Лихвинская погребенная почва Сано-Днестровского междуречья // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1971. № 3. С. 108–112.

91. Добродеев О. П., Глушанкова Н. И. Палеогеографическое значение состава гумуса погребенных почв и новейших отложений // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1968. № 1. С. 80–87.

92. Достова Т. М. Влияние длительного сельскохозяйственного использования на гумусное состояние почв Южного Урала // Вестник Оренбургского государственного университета. 2013. № 10 (159). С. 249–252.

93. Дубовик В. Н. Рельеф // Природа Челябинской области / Дубовик В. Н., Мамин А. У., Отто П. И. и др. Челябинск, 1964. С. 5–32.
94. Еремченко О. З. Природно-антропогенные изменения солонцовых почв в Южном Зауралье. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1997. 319 с.
95. Ефремова Н. А., Зубенок Л. И. Радиационный и тепловой баланс Урала / Труды МОИП. 1966. Т. 18. 304 с.
96. Застрожнов А. С., Шкатова В. К., Минина Е. А., Тарноградский В. Д., Круткина О. Н., Красоткин С. И., Гусев Е. А. Новая карта четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации // Квартер во всем его многообразии: Тез. докл. / VII Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода, 12–17 сентября 2011 г. Апатиты, 2011. Т. 1. С. 209–211.
97. Застрожнов А. С., Шкатова В. К., Минина Е. А., Тарноградский В. Д., Астахов В. И., Гусев Е. А. Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. 2013. 220 с.
98. Збиден Р. Инфракрасная спектроскопия высокополимеров. М.: Мир, 1966. 235 с.
99. Зонн С. В. Железо в почвах. М.: Наука, 1982. 203 с.
100. Зыкина В. С., Волков И. А., Дергачева М. И. Позднечетвертичные лессовые отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. Новосибирск: Наука, 1981. 203 с.
101. Зыкина В. С., Зыкин В. С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Гео, 2012. 477 с.
102. Иванов И. В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 144 с.
103. Каллас Е. В., Дергачева М. И. Гумусовые профили почв экотона тайга – степь Западной Сибири. Томск; Новосибирск: ООО Окарина, 2011. 127 с.
104. Калинин П. И., Алексеев А. О. Палеоэкологические условия формирования лёссовых отложений юго-востока Русской равнины в четвертичное время // Современные подходы к изучению экологических проблем в физической и социально-экономической географии: Сб. трудов / X Международная молодежная школа-конференция, 24–28 мая 2017 г. М., 2017. С. 142.

105. Качинский Н. А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: АН СССР, 1958. 192 с.
106. Кири́н Ф. Я. География Челябинской области. Изд. 4-е. Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 1973. 100 с.
107. Классификация и диагностика почв СССР / Составители: Егоров В. В., Фридланд В. М., Иванова Е. Н., Розов Н. Н., Носин В. А., Фриев Т. А. / Почв. ин-т им. В. В. Докучаева ВАСХНИЛ. М.: Колос, 1977. 224 с.
108. Ковда И. В. Информационное значение карбонатных новообразований для реконструкции процессов и факторов почвообразования // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Ред. Таргульян В. О., Горячкин С. В. М., 2008. С. 352–405.
109. Конди́айн О. А., Голуб Д. П. Уральская складчатая система // Геологическое строение СССР. М., 1968. Т. 2. Тектоника. 203 с.
110. Кононова М. М. Органическое вещество почв. М.: АН СССР, 1963. 314 с.
111. Кононова М. М., Бельчикова Н. П. Опыт характеристики природы почвенных гуминовых кислот с помощью спектроскопии // Доклады АН СССР. 1950. Т. 72, № 1. С. 125–130.
112. Кри́гер Н. Н. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
113. Куликов П. В. Определитель сосудистых растений Челябинской области. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 969 с.
114. Лаврик Н. Л., Андреевский В. М., Макушин Ю. Я., Дергачева М. И. Изучение природы «голубой» люминесценции в воде // Химия для устойчивого развития. 1999. Т. 4. С. 45–48.
115. Лаврик Н. Л., Дергачева М. И., Ковалева Е. И. Изучение влияния орошения на структуру гуминовых кислот, выделенных из каштановых почв Кулундинской степи, методами ИК и люминесцентной спектроскопии // Химия в интересах устойчивого развития. 2000. Т. 8. С. 815–821.
116. Лаврик Н. Л., Муллоев Н. У. Влияние концентрации на структуру макромолекул гуминовых кислот в водных растворах // Химия в интересах устойчивого развития. 2006. Т. 13, № 4. С. 379–390.

117. Лаврик Н. Л., Сагдиев А. М., Дергачева М. И. Изучение структуры гуминовых кислот, выделенных из почв разной глубины, методами люминесценции и электронного поглощения // Химия в интересах устойчивого развития. 2002. Т. 9. С. 33–38.

118. Лбова Л. В., Коломиец В. Л., Дергачева М. И., Феденева И. Н., Клементьев А. М. Природные обстановки и климат верхнего неоплейстоцена Западного Забайкалья: (по данным геoarхеологических объектов) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. № 2. С. 2–17.

119. Лбова Л. В., Резанов И. Н., Коломиец В. Л., Дергачева М. И., Феденева И. Н., Вашукевич Н. В., Калмыков Н. П., Волков П. В. Природная среда и человек в неоплейстоцене (Западное Забайкалье и Юго-Восточное Прибайкалье). Улан-Удэ: Изд-во Бурят. науч. центра СО РАН, 2003. 208 с.

120. Ливеровский Ю. А. Палеопочвоведение (некоторые проблемы, использованные в палеогеографическом и стратиграфическом аспектах) // Вестник МГУ. Сер. V. Геогр. 1973. № 4. С. 28–34.

121. Ломов С. П., Пеньков А. В. Магнитная восприимчивость некоторых современных и ископаемых почв Таджикистана // Почвоведение. 1979. № 6. С. 100–109.

122. Лукшин А. А., Румянцева Т. И., Ковриго В. П. Магнитная восприимчивость фракций механических элементов почв // Вопросы почвоведения и применение удобрений в Удмуртской АССР / Труды / Ижевский с.-х. ин-т. 1974. Вып. 23. С. 131–138.

123. Макеев А. О., Куст П. Г., Лебедева М. П. Почвы на московских моренах как палеогеографический архив // Пути эволюционной географии: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А. А. Величко, 23–25 ноября 2016 г. М., 2016. С. 613–619.

124. Макеев А. О., Русаков А. В., Лебедева М. П., Багрова С. М., Соснова Е. О., Курбанов Р. Н., Янина Т. А. Палеопочвы как индикатор динамики природной среды бассейна нижней Волги за последний межледниково-ледниковый макроцикл // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные

направления дальнейших исследований: Материалы / X Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода, 25–29 сентября 2017 г. М., 2017. С. 247–249.

125. Макунина А. А. Урал как объект ландшафтных исследований // Ландшафты Урала. М.: МГУ, 1974. 158 с.

126. Маландин Г. А. Почвы Урала. Свердловск, 1936. 158 с.

127. Мамин А. У. Геология // Природа Челябинской области. Челябинск, 1964. С. 33–39.

128. Методика палеопедологических исследований / Веклич М. Ф., Матвишина Ж. Н., Медведев В. В., Сиренко Н. А., Федоров К. Н. Киев: Наук. думка, 1979. 272 с.

129. Мильков Ф. Н. Природные зоны СССР. М.: Мысль, 1977. 296 с.

130. Морозов С. С. Материалы по региональному грунтоведению. М.: Изд-во МГУ, 1964. 154 с.

131. Морозова Т. Д. Микроморфологическое изучение погребенных почв // Почвоведение. 1963. № 9. С. 49–56.

132. Морозова Т. Д. Нижнечетвертичные ископаемые почвы в лессах Среднего Приднепровья // Почвоведение. 1971. № 4. С. 3–16.

133. Морозова Т. Д. Особенности диагностики генезиса ископаемых почв // Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей: Сб. статей. М., 1975. С. 122–134.

134. Морозова Т. Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 281 с.

135. Морозова Т. Д., Чичагова О. А. Исследования гумуса ископаемых почв и их значение для палеогеографии // Почвоведение. 1968. № 6. С. 34–44.

136. Наканиси К. Инфракрасные спектры и строение органических соединений. М.: Мир, 1965. 232 с.

137. Некрасова О. А., Учаев А. П., Дергачева М. И., Бажина Н. Л. Сарыкульские палеопочвы отложений Миасского карьера (Южный Урал) с позиций палеопедологии // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2016. № 4 (36). С. 6–20.

138. Некрасова О. А. Гуминовые кислоты почв Южного Урала и оценка возможностей их использования при палеореконструкциях природной среды: Автореф. дис. ... канд. биол. наук: 03.00.27. Томск, 2002 а. 26 с.

139. Некрасова О. А. Породы и гумусообразование на Южном Урале // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель: Материалы международной научной конференции, 05–09 октября 2002 г. Томск, 2002 б. Т. 2. С. 318–320.

140. Некрасова О. А. Элементный состав гуминовых кислот южно-таежных почв Среднего Урала и прилегающих территорий // Вестник Красноярского государственного аграрного университета. 2013. № 3. С. 23–28.

141. Некрасова О. А., Дергачева М. И. Влияние пород и рельефа на состав гумуса и гуминовых кислот бурых горно-лесных почв Южного Урала. Новосибирск, 2002. 16 с. (Препринт / Ин-т почвоведения и агрохимии Сиб. отд-ния РАН).

142. Некрасова О. А., Дергачева М. И., Учаев А. П. К рецентной основе палеоэкологических реконструкций по гумусу палеопочв Урала // Вестник Оренбургского государственного университета. 2017. № 12 (212). С. 18–21.

143. Некрасова О. А., Учаев А. П. Палеоэкологические условия в суббореальный и субатлантический периоды лесостепной зоны Южного Урала // Вестник Оренбургского государственного университета. 2015. № 10 (185). С. 178–182.

144. Некрасова О. А., Учаев А. П. Экологические условия формирования гумусовых веществ на Среднем и Южном Урале // Почвы в биосфере: Сб. материалов Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 50-летию Института почвоведения и агрохимии СО РАН, 10–14 сентября 2018 г. Томск, 2018. Ч. I. С. 342–344.

145. Орлов Д. С. Гумусовые кислоты почв. М.: МГУ, 1974. 410 с.

146. Орлов Д. С. Теоретические и прикладные проблемы химии гумусовых веществ // Итоги науки и техники, почвоведения и агрохимии. М., 1979. Т. 2: Проблемы почвоведения С. 58–132.

147. Орлов Д. С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во МГУ, 1990. 325 с.

148. Орлов Д. С., Бирюкова О. Н., Суханова Н. И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 256 с.

149. Орлов Д. С., Гришина Л. А. Практикум по химии гумуса. М.: Изд-во МГУ, 1981. 271 с.

150. Орлова Н. Е., Быстряков Г. М. Органическое вещество почв с бурым профилем Среднего Урала // Роль органического вещества в формировании почв и их плодородия: Научные труды / Почвенный институт им. В.В. Докучаева. Москва, 1990. С. 66–76.

151. Павлова Т. С. Изменение дерново-подзолистых супесчаных почв междуречья Тавда-Азанки под влиянием окультуривания. Почвы Уралмашевского лесхоза Свердловской области. Лесные почвы Урала. Академия наук СССР. Уральский филиал: Труды / Институт биологии. 1966. Вып. 55. С. 103–110.

152. Палеопедология (палеогеографические исследования): Сб. статей / Отв. ред. Веклич М. Ф., Сиренко Н. А. Киев: Наукова думка, 1974. 216 с.

153. Палеопочвы, природная среда и методы их диагностики / Отв. ред. Добровольский Г. В., Дергачева М. И.; Институт почвоведения и агрохимии СО РАН; Институт водных и экологических проблем СО РАН; Томский государственный университет. Новосибирск: ЗАО «ОФСЕТ», 2012. 264 с.

154. Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Ред. Таргульян В. О., Горячкин С. В. М: Издательство ЛКИ, 2008. 692 с.

155. Панин П. Г. Палеопочвы как индикатор изменения климата в позднем и среднем плейстоцене центра Восточно-Европейской равнины // Известия РАН. Серия географическая. 2015. № 5. С. 69–82.

156. Паркер С. Введение в фотолюминесценцию растворов. М.: Иностр. лит., 1968. 156 с.

157. Паркер С. Фотолюминесценция растворов. М.: Мир, 1972. 510 с.

158. Плотникова Т. А. Характеристики особенностей образования и природы гумусовых веществ почв с помощью данных оптической плотности // География, генезис и плодородие почв: Научные труды: / Гл. ред: В. К. Пестряков. Л., 1972. С. 196–210.

159. Плюснин И. И. Ископаемые почвы и вопросы палеопочвоведения // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1975. № 44. С. 3–18.
160. Пономарева В. В. К методике изучения состава гумуса по схеме И. В. Тюрина // Почвоведение. 1957. № 8. С. 66–71.
161. Пономарева В. В., Плотникова Т. А. Методика и некоторые результаты фракционирования гумуса черноземов // Почвоведение. 1968. № 11. С. 104–117.
162. Пономарева В. В., Плотникова Т. А. Методические указания по определению содержания и состава гумуса в почвах. Л.: Изд. Почв. музея им. В. В. Докучаева, 1975. 105 с.
163. Почвоведение / под ред. Ковды В. А., Розанова Б. Г. М.: Высшая школа, 1988. Ч. 1: Почва и почвообразование. 400 с.
164. Проблемы палеоэкологии, геологии и археологии палеолита Алтая / Деревянко А. П., Глинский С. В., Дергачева М. И., Дупал Т. А., Ефремов С. А., Зенин А. Р., Кривошапкин А. И., Куликов О. А., Малаева Е. М., Маркин С. В., Николаев С. В., Нохрина Т. И., Петрин В. Т., Поздняков А. А., Попова С. М., Рыбин Е. П., Симонов Ю. Г., Феденева И. Н., Чевалков Л. М., Шуньков М. В. Новосибирск: ИАиЭт, 1998. 312 с.
165. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
166. Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья. М.: Изд-во МГУ, 1976. 159 с.
167. Разрез новейших отложений Алтая (стратиграфия и палеонтология Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая) / Свиточ А. А., Боярская Т. Д., Воскресенская Т. Н., Глушанкова Н. И., Евсеев А. В., Курсалова В. И., Парамонова И. Н., Фаустов С. С., Хореев В. С. М.: МГУ, 1978. 208 с.
168. Ржанникова Г. К. Сравнительная характеристика свойств почв сосновых и березовых лесов южной тайги Зауралья // Лесные почвы южной тайги Урала и Зауралья: Труды / Институт экологии растений и животных. 1972а. Вып. 85. С. 108–118.

169. Ржанникова Г. К. Особенности почвообразования на магнезиальных породах Урала // Лесные почвы южной тайги Урала и Зауралья: Труды / Институт экологии растений и животных. 1972б. Вып. 85. С. 119–129.

170. Румянцева А. Я. Климат // Природа Челябинской области. Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 1964. С. 60–89.

171. Русаков А. В., Никонов А. А., Савельева Л. А., Симакова А. Н., Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю., Коркка М. А., Савенко В. Б., Старикова А. А. Хроностратиграфия опорного разреза «Черемошник» (Ярославское Поволжье) на основе новой серии абсолютных датировок, палинологических и палеопочвенных исследований // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472, № 6. С. 704–707.

172. Русанов А. М. Гумусное состояние черноземов Уральского региона как функция периода их биологической активности // Почвоведение. 1998 № 3. С. 302–308.

173. Русанов А. М. Влияние антропогенных нагрузок на период биологической активности и гумус черноземов // Вестник Оренбургского государственного университета. 1999. № 2. С. 59–65.

174. Русанов А. М., Агишева С. Ю. Экологические условия гумусообразования черноземов Урала // Вестник Оренбургского государственного университета. 2009. № 6 (100). С. 597–600.

175. Руэ Р. Палеопочвоведение четвертичного периода // Четвертичный период в США: Сб. статей. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 502–515.

176. Саблина О. А. Фракционно-групповой состав гумуса степных почв Южного Зауралья // Вестник Оренбургского государственного университета. 2011. № 12 (131). С. 138–139.

177. Саблина О. А. Гумусное состояние целинных и агрогенно трансформированных почв Оренбургского Зауралья // Экологический мониторинг и биоразнообразие. 2015. № 3. С. 141–145.

178. Свиточ А. А., Боярская Т. Д., Воскресенская Т. Н., Евсеев А. В., Куликов О. А., Фаустов С. С., Парамонова Н. П., Чернюк А. В. Некоторые результаты изучения разреза Белово (Приобское степное плато) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек: Сборник. М., 1972. Сб. 3. С. 203–215.

179. Седов С. Н. Лёссовые палеопочвы: летопись изменений природной среды четвертичного периода (педогенетический анализ, интерпретация, использование в глобальных реконструкциях) / Отв. ред. д.б.н., проф. М. И. Дергачева. Новосибирск: Изд. дом «Окарина», 2016. Вып. 2. 20 с. (Палеопочвы – источник информации о природной среде прошлого. Избранные лекции Международной научной молодежной школы по палеопочвоведению).

180. Седов С. Н., Хохлова О. С., Сеницын А. А., Коркка М. А., Русаков А. В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М. С., Кузнецова А. М., Каздым А. А. Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение. 2010. № 8. С. 938–955.

181. Сиренко Н. А. Некоторые вопросы методики палеопедологических исследований // Палеопедология: Сб. статей. Киев, 1974. С. 15–27.

182. Сиренко Н. А. Плейстоценовые ископаемые почвы Украины: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук: 11.00.04. Киев, 1977. 70 с.

183. Сиренко Н. А. Изучение ископаемых почвенных образований педологическими методами // Методика палеопедологических исследований / Веклич М. Ф., Матвишина Ж. Н., Медведев В. В., Сиренко Н. А., Федоров К. Н. Киев, 1979. С. 114–156.

184. Сиренко Н. А. Плиоценовое и плейстоценовое почвообразование Украины / Тез. докл. к IX Конгрессу ИНКВА. М., 1982. Т. 3. С. 286–287.

185. Сиренко Н. А., Турло С. И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наукова думка, 1986. 186 с.

186. Соколова Т. А., Дронова Т. Я. Глинистые минералы почв как компонент почвенной памяти // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Ред. Таргульян В. О., Горячкин С. В. М., 2008. С. 236–273.

187. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1965. Вып. 9, ч. 2: Температура воздуха и почвы. 363 с.

188. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1968. Вып. 9, ч. 4: Влажность воздуха и осадки. 372 с.

189. Стефановский В. В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала // Объяснительная записка к Стратиграфическим схемам Урала (Мезозой, кайнозой). Екатеринбург, 1997. С. 97–139.

190. Стефановский В. В. Плиоцен и квартал Восточного склона Урала и Зауралья. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 223 с.

191. Теория и практика химического анализа почв / Ред. Л.А. Воробьева. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.

192. Тюрин И. В. Географические закономерности гумусообразования // Труды Юбилейной сессии, посвящ. столетию со дня рождения В.В. Докучаева. Москва, 1946 / гл.ред. академик Прасолов Л. И. М., 1949. С. 85–101.

193. Учаев А. П. Ближние корреляции разрезов сарыкульских палеопочв на Зауральском пенеппене Южного Урала по магнитной восприимчивости // Состав и свойства почв и палеопочв разных условий формирования и методы их изучения: Материалы / Девятая Международная научная молодежная школа по палеопочвоведению «Палеопочвы – хранители информации о природной среде прошлого», 01–06 августа 2018 г. – Новосибирск, 2018. – С. 81–84.

194. Учаев А. П., Блиновских Т. В., Тоймурзин И. В. Характеристики вещественного состава среднеплейстоценовых отложений Южного Урала // Экология и палеоэкология почв и палеопочв: Материалы / VIII Международная научная молодежная школа по палеопочвоведению «Палеопочвы – хранители информации о природной среде прошлого», 01–06 августа 2017 г. Новосибирск, 2017. С. 111–114.

195. Учаев А. П., Некрасова О. А., Дергачева М. И. Диагностика палеоприродной среды лесостепной зоны Южного Урала на границе Брюнес-Матуяма // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: Естественные науки. 2018 а. Т. 42, № 2. С. 142–151.

196. Учаев А. П., Дергачева М. И., Некрасова О. А., Бажина Н. Л. Палеоэкологические ситуации в среднем плейстоцене на Южном Урале // Почвы в биосфере: Сб. материалов / Всероссийская научная конференция с международным участием, посвященная 50-летию Института почвоведения и агрохимии СО РАН, 10–14 сентября 2018 г. Томск, 2018 б. Ч. I. С. 411–416.

197. Учаев А. П., Некрасова О. А., Дергачева М. И., Бажина Н. Л., Калинин П. Н. Природные условия формирования палеопочв первой трети субатлантического периода в разрезе Батурино (Южный Урал) // Вестник КрасГАУ. 2015. № 11. С. 57–67.

198. Фаустов С. С., Большаков В. А., Вирина Е. И., Демиденко Е. Л. Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена // Итоги науки и техники. Палеогеография. М: ВИНТИ, 1986. Т. 3. 190 с.

199. Феденева И. Н. Диагностика позднеплейстоценовых палеоэкологических условий по признакам гумуса почв и отложений: Автореф. дис. ... канд. биол. наук: 03.00.27. Новосибирск, 1992. 18 с.

200. Феденева И. Н., Дергачева М. И., Вашукевич Н. В. Современные почвы и позднеплейстоценовые палеопочвы центральной части Западного Забайкалья // Вестник Томского государственного университета. Приложение. – 2003. – № 3 (IV): Проблемы геологии и географии Сибири: Сб. материалов научной конференции, посвященной 125-летию основания Томского государственного университета и 70-летию образования геолого-географического факультета, 02–04 апреля 2003 г. С. 309–311.

201. Федорова Н. М., Ярилова Е. А. Гидротермический режим и морфология суглинистых почвогрунтов средней тайги Западной Сибири // Почвоведение. 1972. № 7. С. 79–88.

202. Фирсова В. П. Подзолообразование и буроземообразование в почвах лесной зоны // Труды / Институт экологии растений и животных УФАН СССР. 1970. Вып. 67: Лесообразовательные процессы на Урале. С. 70–79.

203. Фирсова В. П. Почвы таежной зоны Урала и Зауралья. М.: Наука, 1977. 176 с.

204. Фирсова В. П. Почвенный покров Бисертского леспромхоза // Научные основы комплексного ведения лесного хозяйства (на примере Бисертского опытного леспромхоза): Сб. статей. Свердловск, 1984. С. 30–54.

205. Фирсова В. П., Горячева Т. А., Прокопович Е. В. Сравнительная характеристика почв свойств горных почв Среднего Урала // Почвоведение. 1983. № 5. С. 16–25.

206. Фирсова В. П., Дедков В. С. Почвы высоких широт горного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 96 с.

207. Фирсова В. П., Дергачева М. И. Состав гумуса и свойства почв кедровых лесов северного Урала // Труды / Институт экологии растений и животных. Академия наук СССР. Уральский филиал. Свердловск, 1970. Вып. 76: Лесные почвы северной тайги Урала и Зауралья. С. 18–28.

208. Фирсова В. П., Дергачева М. И. Состав органического вещества почв южнотаежных лесов Урала и Зауралья // Труды / Институт экологии растений и животных. Академия наук СССР. Уральский научный центр. Свердловск, 1972. Вып. 85: Лесные почвы южной тайги Урала и Зауралья. С. 130–145.

209. Фирсова В. П., Дергачева М. И., Павлова Т. С., Новгородова Г. Г., Степанов С. Б. Особенности горно-лесных почв Южного Урала // Особенности горного почвообразования под пологом лесов: Сб. статей. Свердловск, 1978. С. 62–99.

210. Фирсова В. П., Красуский Ю. Г., Мещеряков П. В., Горячева Т. А. Гумус и почвообразование в агроэкосистемах. Екатеринбург: Наука, Урал. отделение, 1993. 152 с.

211. Фирсова В. П., Павлова Т. С., Дедков В. С., Прокопович Е. В. Почва и лесная растительность Среднего Урала // Почвоведение. 1987. № 11. С. 127–137.

212. Фирсова В. П., Ржанникова Г. К. Почвы Уралмашевского лесхоза Свердловской области // Труды / Институт биологии. Академия Наук СССР. Уральский филиал. Свердловск, 1966. Вып. 55: Лесные почвы Урала. С. 47–68.

213. Фирсова В. П., Ржанникова Г. К. Бурые лесные почвы на гранитах Среднего Урала // Почвоведение. 1968. № 6. С. 14–24.

214. Хохлова О. С. Палеоклиматические реконструкции для III тыс. до н.э. по данным палеопочвенного изучения курганов Ямной культуры в Оренбургском Приуралье // Вестник Оренбургского государственного университета. 2007. № 10 (74). С. 110–117.

215. Хохлова О. С. Педогенные карбонаты как носители памяти об условиях почвообразования (на примере степной зоны Русской равнины) // Память почв:

Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Ред. Таргульян В. О., Горячкин С. В. М., 2008. С. 406–437.

216. Хохлова О. С., Ковда И. В. Педогенные карбонаты как индикаторы условий среды голоцена и плейстоцена // Палеопочвы, природная среда и методы их диагностики / Добровольский Г. В., Дергачева М. И.; Институт почвоведения и агрохимии СО РАН; Институт водных и экологических проблем СО РАН; Томский государственный университет. Новосибирск, 2012. С. 49–60.

217. Хохлова О. С., Кузнецова А. М., Хохлов А. А., Моргунова Н. Л., Чичагова О. А. Палеопочвы курганов Ямной культуры степной зоны Приуралья // Почвоведение. 2008. № 5. С. 545–555.

218. Хохлова О. С., Русаков А. В., Кузнецова А. М., Мякшина Т. Н., Чендев Ю. Г. Радиоуглеродное датирование педогенных карбонатов в глубоких горизонтах лесостепных почв // Почвоведение. 2013. № 9. С. 1095–1109.

219. Хохлова О. С., Хохлов А. А., Чичагова О. А., Моргунова Н. Л. Радиоуглеродное датирование карбонатных аккумуляций в почвах голоценового хроноряда степного Приуралья // Почвоведение. 2004. № 10. С. 1163–1178.

220. Чалышев В. И. Методика изучения ископаемых почв. М.: Недра, 1978. 72 с.

221. Чендев Ю. Г., Александровский А. Л., Хохлова О. С., Дергачева М. И., Петин А. Н., Голотвин А. Н., Сарапулкин В. А., Земцов Г. Л., Уваркин С. В. Эволюция лесного почвообразования на юге лесостепи Среднерусской возвышенности в позднем голоцене // Почвоведение. 2017. № 1. С. 3–16.

222. Чикишев А. Г. Некоторые особенности рельефа и геоморфологическое районирование Среднего Урала / Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геол. 1958. Т. 33, вып. 6. С. 119–126.

223. Чичагова О. А. О составе гумуса погребенных почв различных типов почвообразования // Геогр. сообщения. 1961. Вып. 2. С. 74–76.

224. Ширшова Л. Т. Полидисперсность гумусовых веществ почв. М.: Наука, 1991. 85 с.

225. Ширшова Л. Т., Галичинский Д. А., Остроумова Н. В., Ермолаев А. М. Применение методов оптической спектроскопии для исследования гуминовых веществ мерзлых толщ // Криосфера Земли. 2013. Т. 27, № 4. С. 94–104.

226. Ширшова Л. Т., Хомутова Т. Э., Ермолаев А. М. Исследование гуминовых веществ почвы методом флуоресцентной спектроскопии // Агрохимия. 2004. № 4. С. 78–85.

227. Ширшова Л. Т., Холодов А. Л., Ривкина Е. М. Флуоресцентный анализ гуминовых фракций органического вещества многолетнемерзлых отложений: методические аспекты // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М., 2006. С. 284–294.

228. Юмашев Х. С., Захарова И. А. Проблемы органического вещества выщелоченных черноземов Южного Зауралья // Открытый научный бюллетень. 2014. Вып. 1. С. 1–4.

229. Becze-Deak J., Langohr R., Verrecchia E. P. Small scale secondary CaCO_3 accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction // Geoderma. 1997. Vol. 76. P. 221–252.

230. Bidegain J. C., Rico Y., Bartel A., Chaparro M. A. E., Jurado S. Magnetic parameters reflecting pedogenesis in Pleistocene loess deposits of Argentina // Quaternary International. 2009. Vol. 209. P. 175–186.

231. Bronger A. Zur postpedogenen Veränderung bodenschemischer Kenndaten insbesondere von Pedogenen Eisenoxiden in fossilen Lossboden // Trans. 10 International Congress soil science, 12–20 August 1974. Moscow, 1974. Vol. 6. P. 429–441.

232. Dergacheva M. I. Pedohumic method in paleoenvironmental reconstructions: as example from Middle Siberia // Quaternary International. 2003. Vol. 106–107. P. 73–78.

233. Dergacheva M. Humic acids of Siberian paleo- and modern cryogenic soils as a reliable indicator in environmental reconstruction // Cryosols: genesis, ecology and management: Materials of the IV International Conference on Cryopedology, 01–08 August 2005. Moscow; Archangelsk, 2005. P. 31–32.

234. Dergacheva M., Fedeneva I., Bazhina N., Nekrasova O., Zenin V. Shestakovo site of Western Siberia (Russia): pedogenic features, humic substances and

paleoenvironment reconstructions for last 20–25 ka // Quaternary International. 2016 a. Vol. 420. P. 199–207.

235. Dergacheva M., Nekrasova O., Uchaev A., Bazhina N. Sarykul paleosol in Southern Urals sediments (Russia) // Quaternary International. 2016 б. Vol. 420. P. 90–100.

236. Dergacheva M., Uchaev A., Nekrasova O., Bazhina N. Permafrost soil humic acids and their use in diagnosis of environment of Pleistocene cold periods // 5th European Conference on Permafrost: Book of Abstracts, 23 June – 01 July 2018. Chamonix, 2018. P. 633–634.

237. Faustov S. S., Virina E. I., Tsatkin A., Gendler T. S., Heller F. The Matuyama-Brunhes boundary in loess sections in the south of the East European Plain and their correlation on the basis of palaeomagnetic and palaeopedologic data // Quaternary International. 2009. Vol. 201. P. 60–66.

238. Fedeneva I. N., Dergacheva M. I. Paleosols as the basis of environmental reconstructions in Altai mountainous areas // Quaternary International. 2003. Vol. 106–107. P. 89–101.

239. Fedeneva I. N., Dergacheva M. I. Soilspcare evolution of West Tien Shan during the Late Pleistocene based on humus properties of the Obi-Rakhmat archeological site // Quaternary International. 2006. Vol. 156–157. P. 60–69.

240. Gendler T. S., Heller F., Tsatskin A., Spassov S., Du Pasquier J., Faustov S. S. Roxolany and Novaya Etuliya-key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology // Quaternary International. 2006. Vol. 152–153. P. 78–93.

241. International Commission on Stratigraphy [Electronic resource] // <http://www.stratigraphy.org> (access date: 30.11.2018).

242. Lefort J-P., Dergacheva M. I., Danukalova G., Monnier J-L., Osipova E. Evidence for five short «warming» episodes during MIS6 at the westernmost tip of continental Europe: Contribution of pedogenesis // Quaternary Stratigraphy in Karst and Cave Sediments: INQUA Section on European Quaternary Stratigraphy.– Ljubljana, 2018. – P. 43–44.

243. Makeev A., Kust P., Lebedeva M., Rusakov A., Terhorst B., Yakusheva T. Soils in the bipartite sediments within the Moscow glacial limits of the Russian Plain: Sedimentary environment, pedogenesis, paleolandscape implication // *Quaternary International*. 2019. Vol. 501. P. 147–173.

244. Miano T. M., Senesi N. Synchronous excitation fluorescence spectroscopy applied to soil humic substances chemistry // *Science Total Environ*. 1992. Vol. 117–118. P. 41–51.

245. Nawrocki J., Lanczont M., Rosowiecka O., Bogucki A. B. Magnitostratigraphy of the loess-paleosol key Palaeolithic section at Korolevo (Transcarpathia, W Ukraine) // *Quaternary International*. 2016. Vol. 399. P. 72–85.

246. Neumeister H., Peshel G. Die magnetische susceptibilitat von Boden und pleistozanen Sedimenten in der umgebung Leibzigs // *Albrecht-Thaer-Archiv*. 1968. Bd. 12, № 12. S. 175–183.

247. Panin P. G., Timireva S. N., Morozova T. D., Kononov Yu. M., Velichko A. A. Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) // *Catena*. 2018. Vol. 168. P. 79–101.

248. Poch J. V. Soil-stratigraphy in the cave entrance deposits of Middle Pleistocene age at the Trinchera del Ferrocarril sites (Sierra de Atapuerca, Spain) // *Quaternary International*. 2017. Vol. 433. P. 199–210.

249. Retallack G. J. Soils of the past: an introduction to paleopedology. Oxford, UK: Blackwell, 2001. 600 p.

250. Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L., Simakova A., Sedov S., Maksimov F., Kuznetsov V., Savenko V., Starikova A., Korkka M., Titova D. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // *Quaternary International*. 2015. Vol. 365. P. 26–41.

251. Rusakov A., Sorokin P., Golyeva A., Savelieva L., Rusakova E., Safronov S. Soils of a medieval burial mound as a paleo- environmental archive (Leningrad region, Northwest Russia) // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2018. Vol. 90, № 2. P. 315–325.

252. Rutter N. W., Velichko A. A., Dlussky K. G., Morozova T. D., Little E. C., Nechaev V. P., Evans M. E. New insights on the loess/paleosol Quaternary stratigraphy from key sections in the U.S. Midwest // *Catena*. 2006. Vol. 67. P. 15–34.

253. Senesi N., Miano T.M., Provensano M.R., Brunetti G. Characterization, differentiation and classification of humic substances by fluorescence spectroscopy // *Soil Science*. 1991. Vol. 152, № 4. P. 259–271.

254. Shirshova L. T., Kholodov A. L., Zolotareva B. N. Fluorescence spectroscopy studies of humic substance fractions isolated from permanently frozen sediments of Yakutian coastal lowlands // *Geoderma*. 2009. Vol. 149, is. 1–2. P. 116–123.

255. Shirshova L. T., Ghabbour E. A., Davies G. Spectroscopic characterization of humic acid fractions isolated from soil using different extraction procedures // *Geoderma*. 2006. Vol. 133, is. 3–4. P. 204–216.

256. The Quaternary of the Urals. Global trends and Pan-European Quaternary records: Fieldtrip Guide-book of the International INQUA-SEQS Conference, September 10–16, 2014 / Borodin A. V., Markova E. A., Stefanovsky V. V., Panova N. K., Strukova T. V., Chairkina N. M., Smirnov N. G., Kosintsev P. A., Ulitko A. A., Izvarin E. P., Kuzmina E. A. Ekaterinburg: IPAE UrB RAS, 2014. 72 p.

257. Van Krevelen D. W., Van Heerden C., Huntjens F. J. Physico-chemical aspects of the pyrolysis of coal and related organic compounds // *Fuel*. 1951. Vol. 30. P. 678–683.

258. Velichko A. A., Catto N. R., Kononov M. Yu., Morozova T. D., Novenko E. Yu., Panin P. G., Ryskov G. Ya., Semenov V. V., Timireva S. N., Titov V. V., Tesakov A. S. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region // *Quaternary International*. 2009 a. Vol. 198. P. 204–219.

259. Velichko A. A., Pisareva V. V., Sedov S. N., Sinitsyn A. A., Timireva S. N. Paleogeography of Kostenki-14 (Markina Gora) // *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*. 2009 6. Vol. 37. P. 35–50.

260. Velichko A. A., Semenova V. V., Pospelova G. A., Morozova T. D., Nechaev V. P., Gribchenko Y. N., Dlusskii K. G., Rutter N., Catto N., Little E. Matuyama-Brunhes boundary in key sections of the loess-paleosol-glacial formations on the East European plain // *Quaternary International*. 2006. Vol. 152–153. P. 94–102.

261. Vlaminck S., Kehl M., Lauer T., Shahriari A., Eckmeier J. S. E., Lehndorff E., Khormali F., Frechen M. Loess-soil sequence at Toshan (Northern Iran): Insights into late Pleistocene climate change // *Quaternary International*. 2016. Vol. 399. P. 122–135.

262. Vonder Haar S. P., Johnson W. H. Mean magnetic susceptibility: a useful parameter for stratigraphic studies of glacial till // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1973. Vol. 43, № 4. P. 1148–1151.

263. Welte E. Neuere Ergebnisse der Humusforschung // *Angew. Chtmie*. 1955. Vol. 67, № 5. S. 345–351.

264. Zeng L., Lu H., Yi S., Li Y., Lv A., Zhang W., Xu Z., Wu H., Feng H., Cui M. New magnetostratigraphic and pedostratigraphic investigations of loess deposits in north-east China and their implications for regional environmental change during the Mid-Pleistocene climatic transition // *Journal of Quaternary science*. 2016. Vol. 31. № 1. P. 20–32.

265. Zykina V. S., Zykin V. S. The loess-soil sequence of the Brunhes chron from West Siberia and its correlation to global and climate records // *Quaternary International*. 2008. Vol. 179, is. 1. P. 171–175.

266. Zykin V. S., Zykina V. S. The Middle and Late Pleistocene loess-soil record in the area of Novosibirsk Priobie, south-eastern West Siberia // *Quaternary International*. 2015. Vol. 365. P. 15–25.