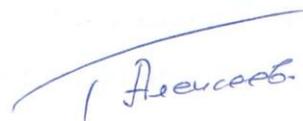


Федеральное государственное бюджетное учреждение науки "Федеральный
исследовательский центр "Пушкинский научный центр биологических
исследований Российской академии наук"

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН

На правах рукописи



Алексеева Татьяна Викторовна

Почвообразование и почвы в девоне и карбоне на территории Северной
Евразии: строение, типы, биота, палеоклиматические архивы и
стратиграфическая значимость

Специальность 25.00.02 – палеонтология и стратиграфия

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание учёной степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант:
Алексеев Александр Сергеевич
Д.Г.-М.Н.,
профессор

Москва 2019

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Палеопочвы палеозоя (обзор литературы)	
1.1. Историческая справка и современное состояние исследований	16
1.2. Палеогеографическая и палеоклиматическая обстановки на территории Северной Евразии во второй половине палеозоя	23
1.3. Преобразования палеопочв после их погребения (почвенный диагенез)	29
1.4. О классификациях палеопочв	32
1.5. Палеопочвы девона и карбона на территории Земли: география и генетическое разнообразие	37
Часть 1. Строение и типы палеопочв, педостратиграфия	
Глава 2. Методы и объекты исследований	
2.1. Методы исследований	44
2.2. Методы реконструкции палеоклимата	
2.2.1. Геологические показатели климатов прошлого	45
2.2.2. Палеопочвы как индикаторы палеоклимата	46
2.2.3. Методы количественных реконструкций палеоклимата.	
2.2.3.1. Геохимические подходы	48
2.2.3.2. Изотопные методы	50
2.2.3.3. Метод почвенного магнетизма	53
2.3. Объекты исследований	
2.3.1. Девон Воронежской антеклизы	55
2.3.2. Изученные палеопочвы девона	68
2.3.3. Изученные палеопочвы карбона	76

Глава 3. Палеопочвы девона и карбона: морфологическая и аналитическая характеристика	
3.1. Палеопочвы девона в Павловском карьере гранитов	
3.1.1 Склоновый педокомплекс	81
3.1.2. Водораздельный педокомплекс	92
3.1.3. Пойменный педокомплекс	103
3.2. Палеопочвы карбона	
3.2.1. Палеопочвы нижнего карбона	111
3.2.2. Акульшинский палюстринный комплекс.	125
3.2.3. Палеопочвы среднего и верхнего карбона	139
Глава 4. Педостратиграфия карбона юга и юго-востока Подмосковского осадочного бассейна	152
Часть 2. Биота, захороненное органическое вещество	
Глава 5. Ризолиты: типы, минеральный, химический и изотопный составы. Палеоэкологическая интерпретация	
5.1. История изучения ризолитов, классификация ризолитов	162
5.2. Ризолиты в палеопочвах девона	164
5.3. Ризолиты в палеопочвах карбона	175
5.4. Палеоэкологическая интерпретация ризолитов	184
Глава 6. Растительные макро - и микрофоссилии	
6.1. Фоссилии в палеопочвах девона	190
6.2. Изотопный состав макрофоссилий девона	193
6.3 . Фоссилии в палеопочвах карбона	193
Глава 7. Захороненное органическое вещество	
7.1. Характеристика органического вещества изученных палеопочв	196

7.2. Результаты лабораторных исследований по адсорбции гуминовых кислот глинистыми минералами: монтмориллонитом и палыгорскитом	205
7.3. Свойства керогена «лобатовых» глин (стешевский горизонт серпуховского яруса нижнего карбона)	209
7.4. Изотопный состав органического углерода в палеопочвах нижнего карбона	211
Часть 3. Ископаемые почвы как палеоклиматические архивы	
Глава 8. Количественные реконструкции палеоклимата Северной Евразии в девоне и карбоне в сравнении с территорией Северной Америки	212
Выводы	223
Заключение	226
Список использованной литературы	228
Подписи к фототаблицам	271
Фототаблицы	275
Перечень рисунков	300
Перечень таблиц	312
ПРИЛОЖЕНИЕ I. Карьер Павловского ГОКа. Морфологическое описание отложений девона на юго-западной стенке карьера	313
ПРИЛОЖЕНИЕ II. Карьер Полотняный завод, Калужская обл. Сводное описание несогласий (палеопочв)	322
ПРИЛОЖЕНИЕ III. Карьер Полотняный завод. Полное описание отложений	334
ПРИЛОЖЕНИЕ IV. Карьер Бронцы, Калужская обл. Сводное описание несогласий (палеопочв)	352

Введение

Как важнейшие компоненты гео-биосферы, палеопочвы, являются первостепенными свидетельствами континентальных обстановок на Земле начиная с раннего фанерозоя. Взрывное освоение суши растениями в девоне и появление корнеобитаемых почв являются одними из глобальных этапов в развитии биосферы (Retallack 2001; Заварзин, Рожнов 2010; Genise et al. 2016). Актуальность изучения палеопочв уже на рубеже 20 века подчеркивали видные российские ученые К.Д. Глинка и Б.Б.Полынов. Значимость палеопочвенных объектов обусловлена и тем, что лишь ~ 10 % геологического времени напрямую зафиксировано в осадочной летописи, в то время как основная ее часть скрыта из-за перерывов в осадконакоплении, субэдральных преобразований осадков, а также эрозии (Miall, 2016; Kabanov, 2017). Континентальные этапы, сохраняющие наиболее достоверную информацию о палеоклимате и палеоэкологии поверхности нашей планеты, в разной степени «заархивированы» в палеопочвах. Как палеонтология – наука об ископаемых формах жизни, так и палеопочвоведение – наука о среде обитания древних организмов, обе изучают ископаемые объекты, находятся на стыке многих дисциплин: геологии, биологии, геохимии, почвоведения (Добровольский, Макеев 2009). Древние почвы, погребенные в континентальных осадках – как среда захоронения растительных и животных остатков имеют важное значение для изучения условий и закономерностей их захоронения и фоссилизации – тафономии (Ефремов 1950). При всей обозначенной важности, потенциал палеопочвоведения как свидетеля истории и эволюции дочетвертичной биосферы Земли на настоящий момент во многом остается нереализованным. Возможности использования палеопочв для целей стратиграфии (педостратиграфия) наряду с лито- и биостратиграфией, для целей реконструкции палеоклимата находятся на стадии разработки. Сведения о находках дочетвертичных палеопочв на территории Земли фрагментарны, отсутствуют карты почвенного покрова древних континентов. До недавнего времени (Alekseeva et al. 2016; Алексеев с соавт. 2018) в литературе отсутствовали прямые упоминания о находках палеопочв в разрезах

девона Центрального Девонского Поля (ЦДП). Отложения карбона на территории Подмосковского осадочного бассейна представлены преимущественно осадками мелкого эпиконтинентального морского бассейна. Эта геологическая запись имеет множественные перерывы, отражающие регрессивно-трансгрессивные циклы (Махлина с соавт. 1994; Alekseev et al. 1996; Алексеев с соавт. 2012; Kabanov et al. 2013, 2016; Kabanov 2017). Субаэральные поверхности в отложениях карбона описываются в литературе, начиная с первой половины XX в. (Залесский 1914; Швецов 1922, 1938; Геккер 1940; Осипова, Бельская 1965; Бельская с соавт. 1975). Они упоминаются как «заболоченные низины», «поверхности осушений и размывов», «поверхности зарастания», «слои, обогащенные углефицированным детритом», «корневые горизонты» и т. д. Вместе с тем, субаэрально преобразованные поверхности морских карбонатных осадков каменноугольного возраста и перекрывающие их терригенные отложения Московской синеклизы до недавнего времени не рассматривались в качестве объектов (палео)почвоведения. Поэтому публикации сначала П.Б. Кабанова (2003, 2017) и далее - совместные работы нашего коллектива (Демкин с соавт. 2007; Kabanov et al. 2010a, 2010b, 2013; Alekseeva et al. 2010, 2013, 2016, 2017, Алексеева с соавт. 2009, 2010, 2011, 2012, 2014, 2016, 2018; Alekseev et al. 2013; Алексеев с соавт. 2015) во многом являются пионерными. Накопленный за 10-летний период полевой и экспериментальный материал в большой степени опубликован, но требует обобщения.

Цель настоящей работы состояла в получении новых знаний о континентальных этапах в развитии центральных и южных районов Русской плиты в среднем/верхнем девоне и карбоне - литостратиграфии, почвенном покрове, палеогеографии, направленности эволюции экосистем, климата и растительности на основе комплексного изучения ископаемых почв с привлечением методологии и опыта изучения четвертичных (плейстоцен, голоцен) палеопочв и современных (фоновых) почв.

Для достижения обозначенной цели были поставлены следующие основные задачи:

1. Полевые исследования отложений девона и карбона на территории Воронежской антеклизы и Подмосковного осадочного бассейна. Сборы и описание находок ископаемых почв и палеоботанических находок.
2. Детальное с применением комплекса аналитических методов и подходов седиментологии, почвоведения и палеопочвоведения, минералогии и геохимии, палеонтологии и палеоэкологии исследование палеопочв среднего и верхнего девона (Шкурлатовский карьер гранитов, г. Павловск, Воронежская обл.; Михайловский ГОК, г. Железнодорожный, Курская обл.; пос. Ливны, Орловская обл.; Стойленский ГОК, г. Старый Оскол, Белгородская обл.) и палеопочв нижнего, среднего и верхнего карбона на территории южного крыла Подмосковного бассейна (Московская, Тульская, Калужская, Рязанская области).
3. Выявление классификационного положения, стратиграфического разнообразия и латеральной выдержанности палеопочв; реконструкция палеоэкологических обстановок их формирования.
4. Выявление типов и изучение состава ископаемых корней - ризолитов (химический, минеральный, изотопный составы). Оценка возможности использования этих данных для решения палеоэкологических задач.
5. Изучение форм захоронения органического вещества в почвах палеозоя с применением комплекса инструментальных методов (FTIR, ^{13}C ЯМР-спектроскопия).
6. Использование геохимических (молярные отношения, изотопная геохимия), минеральных и др. характеристик ископаемых почв для получения количественных параметров палеоклимата, его динамики и динамики природной среды в целом.

Научная новизна. Находясь на стыке геологии и биологии, данная комплексная работа расширяет рамки традиционных геологических и классических почвенных исследований. Практически все полученные в данной работе научные результаты обладают новизной.

Находки палеопочв девона на территории Земли единичны. Впервые на территории Центрального Девонского Поля обнаружены и детально изучены палеопочвы среднего/верхнего девона. Показано, что длительный период континентального развития территории Воронежской антеклизы в условиях теплого тропического климата способствовал формированию сложных педокомплексов, состоящих из нескольких наложенных/вложенных палеопочв разного генезиса. Выявлен катенарный парагенезис палеопочв. Впервые обнаружены корневые системы среднедевонского растения - *Radicitis devonicus* Naugolnykh

Субаэральные преобразованные морские и континентальные отложения карбона на территории Подмосковного осадочного бассейна за малым исключением не рассматривались в качестве объектов палеопочвоведения. Детальная характеристика палеопочв и их генетическая интерпретация позволили выявить стратиграфическую и латеральную пестроту почвенного покрова. Показано, что в отличие от экваториальной зоны суперконтинента Пангея (территории современной Канады, США и Мексики), где аридизация, обусловленная III эпизодом оледенения имела место в середине верхнего карбона (московский – касимовский ярусы), на территории южного крыла Московской синеклизы тренд на аридизацию климата наметился раньше, предположительно с тарусского горизонта. Аридизация климата сопровождалась снижением среднегодовой температуры на 2-4°C с минимумом для подольского яруса. Расчетные значения ее составили 12°C по сравнению с 16 °C в нижнем карбоне.

Описаны новые для этого возраста типы зональных палеопочв. Для среднего-верхнего девона – это плакорные педокомплексы включающие до пяти автоморфных палеопочв типа латосолей и альфисолей. Для карбона – Ca-Mg

палыгорскитовые палеопочвы полупустынного типа (аридисоли). Аутигенный палыгорскит в палеопочвах карбона на территории Подмосковского бассейна является древнейшим из описанных на сегодняшний день (Handbook of Clay Sciences 2006; Wilson 2013; Pozo, Calvo 2018).

Углублены представления о природе отложений, слагающих сложное несогласие в кровле михайловского горизонта, включающее 2 палеопочвы разного генезиса, перекрытые пресноводным палеостриальным мергелем - т.н. «черный» ризоидный известняк (уровень КНУ). Показано, что этот комплекс может представлять собой один из компонентов протяженной прибрежной болотистой низменности - ландшафта типа «Эверглейдс» (Флорида, США). Чрезвычайная латеральная выдержанность этого несогласия (более 200 км) позволяет отнести его к категории «геосоль» и использовать в качестве надежного педостратиграфического репера.

Обобщены литературные сведения по находкам палеопочв девонского и каменноугольного периодов на территории современных Европы и Северной Америки, составлены палеопочвенные карты-схемы.

Пионерными являются исследования захороненного в палеопочвах палеозоя органического вещества. Показано влияние типа минеральной матрицы на результаты диагенетических преобразований органического вещества. С применением метода твердофазной ЯМР спектроскопии на ядрах ^{13}C выявлена непревзойденная сохранность гуминовых веществ фульватного типа в палыгорскитовых палеопочвах карбона. Такой тип гумуса присущ современным аридным почвам полупустынного типа. Важным является заключение о единстве (однотипности) процесса гумификации ОВ независимо от типа растительности, микробного сообщества и состава атмосферы. Определяющим фактором выступает климат. Минеральная матрица является в данном случае стабилизатором и носителем информации. Показаны принципиальные различия между органическим веществом ископаемых почв и другими формами захороненного органического углерода – керогеном и шунгитом.

Впервые на основе геохимических и минеральных характеристик палеопочв проведены количественные реконструкции палеоклимата в среднем/верхнем девоне и карбоне (величины среднегодовых атмосферных осадков и температуры, индекс аридности климата) на территории юга Подмосковного осадочного бассейна. Показано, что в среднем/верхнем девоне преобладал тропический теплый и влажный климат. Величина среднегодовых осадков составляла 900-1200 мм. Широкое распространение в отложениях живета растений с толстой кутикулой (*Orestovia*, *Schuguria* и др.) позволяет предположить существование жарких засушливых периодов при преобладании влажного климата.

В карбоне величина атмосферных осадков колебалась в широких пределах: ~240--~1250 мм/год. Максимальная увлажненность приходилось на вторую половину михайловского интервала визе. Начиная с веневского горизонта климат характеризовался постепенным снижением величины атмосферных осадков до 700 - 240 мм/год с минимумом в московское время (подольский горизонт). Аридизация климата была обусловлена наступлением масштабного оледенения, продержавшегося до перми. Она сопровождалась снижением среднегодовой температуры в среднем на 3°C. Сделан вывод о сезонности климата в карбоне (формирование педогенных карбонатов, смектитов и лепидокрокита, развитие вертисолей).

Теоретическая и практическая значимость. Полученные автором результаты вносят вклад в изучение палеогеографии, палеопедосферы, палеоклимата, палеоботаники территории Русской платформы в девоне и карбоне, эволюции наземных экосистем и биосферы Земли в целом. Данные представляют несомненный интерес для специалистов в области стратиграфии и геологической корреляции. Они вносят вклад в осуществление комплексных исследований по корреляции континентальных этапов в стратиграфии карбона на региональном и глобальном уровнях. Результаты проведенных исследований используются в учебных дисциплинах «Палеопочвоведение», «Палеоботаника» и «Палеогеографические методы исследований» (факультет почвоведения,

геологический и географический факультеты МГУ имени М.В. Ломоносова).
Находки палеопочв и уникальной сохранности корневых систем впервые обнаруженных растений среднего девона — *Radicites devonicus* Naugolnykh размещены в экспозициях Палеонтологического музея (ПИН РАН, Москва), Краеведческого музея г. Павловск (Воронежская область).

Положения, выносимые на защиту:

1. Выявлены и в деталях изучены палеопочвы в средне-верхнедевонских терригенных осадках и каменноугольных циклически построенных мелководно-морских осадках центральных районов Русской плиты. Показано, что палеопочвы живетско-франского возраста Павловского карьера (восточный склон Воронежской антеклизы) формируют сложные педокомплексы, состоящие из нескольких (до 5) палеопочв. При преобладании почв плакоров выявлен катенарный парагенезис палеопочв. В нижнекаменноугольных отложениях (визе-серпухов) установлены горизонты палеопочв в верхах и кровле алексинского горизонта, михайловском горизонте (3 уровня), кровле михайловского горизонта, веневском горизонте (2 уровня), кровле веневского горизонта, тарусском горизонте, кровле стешевского горизонта. В среднем/верхнем карбоне палеопочвы установлены в пределах каширского подъяруса и в его кровле, в пределах подольского и мячковского подъярусов (5 уровней) и в кровле мячковского подъяруса московского яруса, в гжельском ярусе.

2. В подошве «черного ризоидного» известняка (кровля михайловского горизонта визе) присутствует сложный педокомплекс из двух палеопочв. Эти палеопочвы и «ризоидный» известняк лакустринно-пальюстринного генезиса могут представлять собой отдельные компоненты протяженной прибрежной болотистой низменности. По типу ландшафтов и масштабам распространения она аналогична современным ландшафтам маршевого типа (Флорида, США).

3. Палепочвы карбона, маркирующие границы горизонтов, в основном латерально выдержаны и могут рассматриваться в качестве значимых стратиграфических единиц — геосолей. Уровни развития геосолей соответствуют границам основных циклотем. Уровни развития палеопочв внутри региональных горизонтов позволяют детализовать их стратиграфическую разбивку.

4. Наличие ризолитов (ископаемых корней) - первостепенный и часто единственный критерий для обнаружения палеопочв. Ризолиты в палеопочвах девона представлены петрифицированными сидеритом корнями, а в палеопочвах нижнего карбона — слепками и каналами. Тип формирующихся ризолитов определялся комплексом факторов: свойствами почвообразующей породы, растительностью, типом почвы, условиями ее захоронения.

5. Структурные особенности захороненного в палеопочвах ОВ определяются свойствами минеральной матрицы. Уникальная сохранность ОВ, включая О-алкилы, выявлена в палыгорскитовых палеопочвах среднего/верхнего карбона, их фульватный тип гумуса идентичен гумусу современных полупустынных почв.

6. Количественная реконструкция палеоклиматов среднего/позднего девона и карбона показала, что в среднем/позднем девоне в центральных районах ВЕП преобладал теплый и влажный тропический климат, величина среднегодовых осадков составляла ~900–1200 мм, а в карбоне она колебалась в широких пределах от ~240 до ~1250 мм/год. Начиная с веневского времени происходило постепенное снижение величины атмосферных осадков до ~700–240 мм/год с минимумом в московское время (подольское время). Снижение количества атмосферных осадков сопровождалось падением среднегодовой температуры на 2–4°C. Аридизация климата в карбоне, обусловленная наступлением III эпизода позднепалеозойского оледенения, сопровождалась сменой растительного покрова.

Апробация работы. Материалы, вошедшие в диссертацию, были доложены автором лично на следующих международных и всероссийских конференциях и симпозиумах: Европейских конференциях по изучению глин (Euroclay) (2007 –

Португалия; 2011 – Турция; 2015 – Шотландия; 2019 - Франция), Международных конференциях по изучению глин (ИСС) (2009- Италия, 2017 – Испания), Среднеевропейских конференциях по изучению глин (МЕСС) (2010 - Венгрия; 2012- Чехия, 2016 – Словакия), International Field Symposium “The Devonian and Lower Carboniferous of the northern Gondwana” (Марокко, 2013), рабочих совещаниях в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем (Москва 2009, 2012, 2018), годовых собраниях секции палеонтологии МОИП (Палеострат 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2017, 2019), XIIth International Symposium and Field Workshop on Paleopedology (ISFWP) (Курск 2013), II Российском рабочем совещании «Глины и глинистые минералы» (Пушино 2012), 2-ой Всероссийской конференции по астробиологии (Пушино 2016), V и VI Международных симпозиумах «Биокосные взаимодействия в природных и антропогенных системах» (Санкт-Петербург 2014, 2018), VII съезде Общества почвоведов В.В.Докучаева (Белгород 2016), 5 Всероссийской конференции «Верхний палеозой России» (Казань 2019). Работа апробирована на заседаниях научных семинаров ИФХиБПП РАН, Института географии РАН (Москва), Института геологии Польской Академии Наук (Краков). Цикл статей, опубликованный в журнале ДАН серия биологическая за 2009-2010 гг. по теме «Гуминовые вещества ископаемых почв палеозоя; влияние минеральной матрицы на фракционирование, сохранность и трансформацию органического вещества в почвах», удостоен премии издательства МАИК «Наука-Интерпериодика» (2011 г.).

Конкурсная поддержка работы. Автор являлся руководителем в конкурсных исследованиях по обозначенной проблеме, поддержанных грантами Российского Фонда фундаментальных исследований: № 08-04-01552 (2008-2010) «Палеопочвы карбона центральных районов Европейской России как отражение эволюции наземных экосистем и палеоклимата»; № 12-04-00387 (2012-2014) «Палеопочвы

девона Центрального девонского поля: строение, минералогия, геохимия - ключ к познанию эволюции биосферы в среднем палеозое». Как ответственный исполнитель участвует в Программе фундаментальных исследований Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы» (2004-2018). Как ответственный исполнитель участвовал в грантах РФФИ: № 18-04-00800 (2018-2020) «Почвенные критерии экологических условий как инструмент количественных палеореконструкций и прогноза в контексте глобальных климатических изменений»; № 11-04-01507 (2011-2013) «Биогеохимия палеопочв голоцена и плейстоцена как индикатор динамики биосферных процессов»; № 08-05-00562 (2008-2010) «Палеоэкология этапов почвообразования в плейстоцене (палеотемпература, палеоосадки, аридность климата)».

Публикации. По теме диссертации опубликована 61 работа, из них 21 статья в изданиях из списка, рекомендованного ВАК, 4 – в коллективных монографиях, 36 – в других изданиях.

Личный вклад автора в работу Диссертационная работа является результатом многолетних полевых и лабораторных исследований автора (2004-2019). Она представляет собой самостоятельное исследование: автором лично сформулированы цели работы, поставлены задачи, сформулированы выводы. Автор лично участвовал во всех экспедициях по сбору полевого материала. Большая часть экспериментального материала получена лично автором или при его участии в коллективных исследованиях лаборатории геохимии и минералогии почв ИФХиБПП РАН (Пушино).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из Введения, 8 глав, Выводов, Заключение, Списка цитируемой литературы, 4 приложений. Диссертация изложена на 355 стр., иллюстрирована 69 рисунками и 25 фототаблицами, содержит 8 таблиц. В приложениях выборочно даны полевые описания палеопочв. Список литературы включает 424 наименования, из них 224 - на английском языке.

Благодарности.

Исследования были инициированы академиком Георгием Александровичем Заварзиным. Они проводились, в частности, в рамках Программы президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», руководителем которой в настоящее время является академик Алексей Юрьевич Розанов. Автор крайне признателен им обоим за всестороннюю поддержку этих работ. Изучение субаэральные несогласий в отложениях нижнего и среднего/верхнего карбона на изученной в данной работе территории были начаты к.г.-м.н. П.Б. Кабановым (ПИН РАН). Автор благодарен ему за предоставленную возможность подключиться к этим исследованиям, за совместные экспедиционные исследования палеопочв карбона и девона, некоторые полевые материалы, в частности средне/верхне-каменноугольных отложений. Результатом этого сотрудничества являются совместные публикации. Автор благодарен сотрудникам Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (Пушино) за совместные экспедиционные исследования – зав. лабораторией геохимии и минералогии почв д.б.н. А.О.Алексееву, д.б.н. С.В. Губину, к.б.н. А.Ю.Овчинникову, к.г.-м.н. П.И.Калинину, Г.В.Митенко; д.с.-х. н. Б.Н.Золотаревой и всем сотрудникам лаборатории и ЦКП института за помощь в аналитических исследованиях. Благодарна всем соавторам публикаций. Признательна д. г.-м. н. А.В. Гоманькову (лаборатория палеоботаники БИН РАН им. В.Л.Комарова), д. г.-м. н. С.В.Наугольных, к.г.-м.н.С.М.Снигиревскому (Институт наук о Земле, Санкт Петербургский университет) за консультации по флорам. Отдельная благодарность моей семье, А.О.Алексееву – супругу, коллеге, единомышленнику и соавтору большинства публикаций за всестороннюю помощь и поддержку на всех этапах работы. Особая признательность д.г.-м.н., профессору МГУ А.С.Алексееву – научному консультанту, за неоценимую помощь на этапе подготовки работы к защите. Значительная часть полевых работ осуществлена при финансовой поддержке Программы президиума РАН и РФФИ. Автор благодарен руководству и геологической службе ОАО «Павловск Неруд» за многолетнее сотрудничество и помощь в проведении экспедиционных работ.

«Значение исследования заключается часто не столько в том, что оно через гущу леса прорубает совершенно новую дорогу, но и в том, что делает просеку проезжей и заставляет передвигаться по новому пути».

Академик А.Е.Ферсман

Глава 1. Палеопочвы палеозоя (обзор литературы)

1.1. Историческая справка и современное состояние исследований

Как важнейшие компоненты гео-биосферы, палеопочвы, являются первостепенными свидетельствами континентальных обстановок на Земле начиная с раннего фанерозоя. Взрывное освоение суши растениями в девоне и появление корнеобитаемых почв являются одними из глобальных этапов в развитии биосферы (Retallack 2001; Заварзин, Рожнов 2010; Genise et al 2016). Актуальность изучения палеопочв уже на рубеже 20 века подчеркивали видные российские ученые К.Д. Глинка (1932) и Б.Б. Польшин (1927, 2016). Приведу слова из работы академика К.Д. Глинки - одного из первых российских ученых, который обратил внимание на значимость палеопочвенных исследований, в первую очередь для целей палеоклиматических реконструкций:

«...изучение ископаемых и древних почв должно играть важную роль при реставрации климатических условий минувших геологических периодов. Если в современную нам эпоху латерит может образоваться лишь при условиях тропического климата, то так это было и в древние эпохи. Если под ледниковыми наносами или среди последних мы находим остатки подзолистых почв, то имеем право заключить, что доледниковая и межледниковые эпохи не слишком резко отличались по своим климатическим условиям от современной эпохи для тех областей, которые заняты ледниковыми наносами. *Заключения, сделанные на основании изучения древних процессов выветривания, будут даже точнее, чем выводы, основанные на остатках ископаемой флоры и фауны, ибо и растения, и животные могут в известной степени приспосабливаться к изменившимся климатическим условиям, а процессы выветривания этого не могут....Необходимо только научиться узнавать тип выветривания не только тогда, когда продукт выветривания сохранил еще все свои морфологические особенности, но и тогда,*

когда эти последние в значительной мере уничтожены, а остались лишь своеобразные химические свойства продукта выветривания».

Кратко остановлюсь на недавней статье признанного мэтра палеопочвоведения Г. Реталляка (Retallack 2013), оптимистичное название которой можно перевести как «Краткая история и большое будущее палеопочвоведения». Здесь автор подчеркивает роль российского ученого Б.Б. Польшова – ученика К.Д. Глинки в становлении палеопочвоведения как науки. В краткой статье 1927 г. к Всесоюзному съезду почвоведов в Ленинграде и в плане подготовки к Международному почвенному конгрессу в Вашингтоне в 1928 г. Б.Б. Польшов выделил «палеопочвоведение» в качестве раздела «почвоведения», что явилось становлением его как научной дисциплины, был очерчен круг объектов и задач. Вместе с тем, длительный период времени палеопочвоведение оставалось узкой дисциплиной, тонушей в дебатах вплоть до организации первых международных конференций (1971, 1987, 1998 и тд). Эта наука выростала из смежных дисциплин, для которых информация об ископаемых почвах могла быть полезна: седиментология, геология докембрия, палеоботаника, палеонтология позвоночных. В наши дни специалисты – палеопочвоведы успешно трудятся в академических и государственных учреждениях. Их интересы распространяются и на другие планеты (такие, как Марс). Растет роль этих исследований для прогнозов изменений современных почв перед лицом будущих глобальных изменений климата.

Значимость палеопочвенных объектов обусловлена и тем, что лишь 10 % геологического времени напрямую зафиксировано в осадочной летописи, в то время как основная его часть скрыта из-за перерывов в осадконакоплении, субэразальных преобразований осадков, а также эрозии (Miall 2016; Kabanov 2017). Ввиду известной эпизодичности осадконакопления можно полагать, что почвообразование является вполне обычной частью континентального осадочного процесса и многие древние континентальные отложения представляют собой, либо включают палеопочвы (Kraus 1999). Учитывая, что 75 % поверхностных пород

Земли являются осадочными породами, многие из которых имеют континентальный генезис и преобразованы почвообразованием, палеопочвы должны в изобилии присутствовать в геологической записи. Поскольку время их формирования в масштабах геологического времени почти моментально (2-30 тыс лет), они представляют собой идеальный объект для корреляции отложений как на локальном, так и региональном уровнях (Kraus 1999).

Континентальные этапы, сохраняющие наиболее достоверную информацию о палеоклимате и палеоэкологии поверхности нашей планеты, в разной степени «заархивированы» в палеопочвах. Как палеонтология – наука об ископаемых формах жизни, так и палеопочвоведение – наука о среде обитания древних организмов, обе изучают ископаемые объекты, находятся на стыке многих дисциплин: геологии, биологии, геохимии, почвоведения (Добровольский, Макеев 2009). Древние почвы, погребенные в континентальных осадках – как среда захоронения растительных и животных остатков имеют важное значение и для изучения условий и закономерностей их захоронения и фоссилизации – тафономии (Ефремов 1950).

При всей обозначенной важности, потенциал палеопочвоведения как свидетеля истории и эволюции дочетвертичной биосферы Земли на настоящий момент во многом остается нереализованным. Возможности использования палеопочв для целей стратиграфии (педостратиграфия) наряду с лито- и биостратиграфией, для целей реконструкции палеоклимата находятся на стадии разработки, сведения о находках дочетвертичных палеопочв на территории Земли фрагментарны, отсутствуют карты почвенного покрова древних континентов.

Если палеопочвы, развитые на территории Российской Федерации в плейстоцене и голоцене (последние 2 млн. лет) активно изучаются отечественными учеными, особенно на протяжении последних десятилетий (Память почв 2008 и др.), то публикации, содержащие информацию по дочетвертичному почвообразованию на этой территории все еще единичны, и охватывают преимущественно ископаемые почвы перми – раннего мезозоя. Здесь необходимо

назвать исследования В.И. Чалышева и его коллег (Чалышев с соавт. 1968, 1970, 1971, 1975, 1978) – одного из отечественных основоположников исследований в данной области, которые касались палеопочв перми и триаса для территории Предуральяского хребта. Весомы труды А.П. Феофиловой (1971, 1972, 1975), А.П. Феофиловой и М.Л. Левенштейн (1963), А.П. Феофиловой и Л.Г. Рекшинской (1973) по палеопочвам карбона и перми на территории Донецкого угольного бассейна. После 30-ти летнего перерыва полевые исследования ископаемых почв были возобновлены, но и они ограничиваются в основном палеопочвами перми и триаса: Перельман, Борисенко (1999), Якименко с соавт (2000), Кузнецова с соавт. (2004), Наугольных (2004), Иноземцев (2010), Иноземцев, Таргульян (2010), Иноземцев с соавт. (2011), Макеев (2012) и некоторые другие. Работы отечественных ученых по изучению палеопочв допермского периода на настоящий момент единичны. Так, первые находки палеопочв верхнего девона на территории России (Средний и Северный Тиман) были сделаны менее 10 лет назад (Шумилов Мингалев 2009; Шумилов 2010, 2011, 2013; Naugolnykh 2014; Shumilov 2014; Alekseeva et al. 2016; Безносков с соавт. 2018). Немногочисленные публикации иностранных авторов о находках палеопочв девонского возраста на территории Канады, США, Бельгии, Великобритании, Ирана касаются, как правило, отдельных свойств палеопочв, таких как: органические остатки (Williams et al. 1996), карбонаты и их изотопный состав (Driese, Mora 1993; Williams, Krause 1998; Cox et al. 2001; Quast et al. 2006); магнитные свойства (Retallack et al. 2003); фациальный анализ (da Silva, Boulvain 2006; Aharipour et al. 2010); корневые системы (Retallack 1997; Retallack et al. 1995; Algeo, Scheckler 1998, 2010; Stein et al. 2007, 2012; Hiller et al. 2008; Mintz et al. 2010; Retallack, Huang 2011; Morris et al. 2015; Xue et al. 2016).

До недавнего времени (см Alekseeva et al. 2016; Alekseev et al. 2018) в литературе отсутствовали прямые упоминания о находках палеопочв в разрезах девона Центрального Девонского Поля (ЦДП). Вместе с тем наличие перерывов в накоплении осадков, признаков субаэрального выветривания на определенных стратиграфических уровнях и в отдельных тектонических зонах, находки здесь наземных растений и спор не составляют секрета (Ищенко, Ищенко 1981; Krassilov

et al. 1987; Снигиревская 1993; Родионова с соавт. 1995; Тихомиров 1995; Раскатова 1969, 1990, 2004, 2010; Савко 1988, 2001, 2002; Карпова 2003, 2004; Щемелинина, 2013, 2017; Broushkin, Gordenko 2009; Броушкин, Горденко 2016). Публикации Н.С. Снигиревской (1984), С.М. Снигиревского (1992), А.Л.Юриной (1988) о находках флоры среднего и верхнего девона на территории Северной Евразии не затрагивали вопросов палеопочвообразования.

Отложения карбона на территории Подмосковного осадочного бассейна представлены преимущественно осадками мелкого эпиконтинентального морского бассейна. Геологическая запись морского осадконакопления на данной территории имеет множественные перерывы, отражающие регрессивно-трансгрессивные циклы (Махлина с соавт. 1993, 1994, 2001; Alekseev A.S. et al. 1996; Алексеев А.С. с соавт. 2012; Kabanov et al. 2013, 2014, 2016; Kabanov 2003, 2017; Кабанов 2004; Kabanov, Alekseev 2011; Kabanov, Varanova 2007; Габдуллин с соавт. 2018). Континентальные осадки несогласий представлены отложениями глин, углей, солей. Последние помимо экономической значимости являются и важнейшим источником информации об эволюции растительного и животного мира, палеоклимата и биосферы в целом. Субэральные поверхности в отложениях карбона на данной территории описываются в литературе, начиная с первой половины XX в. (Залесский 1914; Швецов 1922, 1938; Геккер 1940; Осипова, Бельская 1965; Бельская с соавт. 1975). Они упоминаются как «заболоченные низины»; «поверхности осушений и размывов», «поверхности зарастания», «слои, обогащенные углефицированным детритом», «корневые горизонты» и т. д. В работах Ю. В. (Мосейчик 2009, 2014; Mosseichik, Ignatiev 2004; Mosseichik et al. 2007; Mosseichik, Ruban 2010) раннекоменноугольные палеопочвы упоминаются прежде всего в связи с флористическими находками. В зависимости от амплитуды колебаний уровня морского бассейна, близостью к береговой линии, длительности субэрального эпизода, климатических или других факторов на осушенной территории могут формироваться калькреды, каличе, отлагаться ил, пресноводные карбонаты, развиваться почвы. Вместе с тем, субэраально преобразованные

поверхности морских карбонатных осадков каменноугольного возраста и перекрывающие их терригенные отложения Московской синеклизы до недавнего времени не рассматривались в качестве объектов (палео)почвоведения. Поэтому публикации сначала П.Б. Кабанова (2000; 2004, 2005) и далее - совместные работы нашего коллектива (Kabanov et al. 2010; Alekseeva et al. 2016, Алексеева с соавт. 2016, 2018) во многом являются пионерными.

Одним из важных методологических аспектов изучения ископаемых почв как объекта палеонтологии являются положения тафономии и литолеймономии – наук о закономерностях сохранения органических остатков в осадочных толщах и осадочных породах, в т.ч. сохранения ископаемых почв. Основы этих наук заложены И.А. Ефремовым и детально изложены в работе «Тафономия и геологическая летопись» (1950).

Кратко сущность этой стороны исследований палеонтологических объектов можно сформулировать следующим образом. От древнейших периодов Земли в ископаемом состоянии *выборочно* сохраняются те живые существа, которые обитали в воде или около воды – низины, озера, речные дельты, береговая линия. Находки палеопочв палеозоя приурочены преимущественно к затопленным болотным областям.

И.А.Ефремов в связи с этим пишет: «Деструктивная сторона геологических процессов действует на субаэральной поверхности материков и направлена на уничтожение этой поверхности. Ввиду того, что основная сила разрушения отложений помимо атмосферных осадков и времени - это сила тяжести, сопряженная с действием текучих вод. Чем выше денудированные области над базисом эрозии – тем интенсивнее идет их деструкция. ...общей объединяющей чертой палеозойских ультрафаций будет их расположение в низменных и краевых частях материков. По-видимому, особенностью древнейших материков является развитие необычайно плоских берегов, отнюдь не сходных с современными шельфами, которые мы можем рассматривать как исполинские морские абразионные террасы, развивающиеся при высоком уровне материков с резкими

берегами. Вдоль плоских берегов палеозойских материков развивались обширные пояса морского мелководья с лагунно-болотными фациями, в основном солоноватоводными, но с многочисленными струями пресных текучих вод, отлагавших осадки речного типа. Таким образом, и самые дельты древнейших рек часто не имели резкого разграничения от морской обстановки, растекаясь среди обширных приморских болот и лагун. В палеозое нам встречаются только весьма редкие остатки морских берегов в виде абразионных поверхностей с залегающими на них грубыми морскими осадками, или же подводные почвы карбоновых лесов. В мезозое участки древних денудационных поверхностей, принадлежащих уже низменным участкам материка, встречаются несколько чаще... Выпадение из летописи древних почв подчинено тем же особенностям, какие мы намечали выше для континентальных осадков.... В итоге рассмотрения литологических особенностей сохранения осадочных толщ в геологической летописи нужно думать, что многообразие наземной жизни в древние геологические эпохи, начиная с верхнего палеозоя, было несравненно большим, чем это дается существующим фактическим материалом. Без сомнения, миллионы разнообразнейших форм наземных животных и растений выпали из геологической летописи в сложных процессах»

Среди важнейших факторов, определяющих надежную фоссилизацию захороненных органических остатков И.А. Ефремов выделяет: скорость минерализации (литификации); отсутствие влияния субаэральных реагентов; общее состояние (свежесть) остатков на момент захоронения; степень уплотнения жидких осадков; характер породы, вмещающей остатки; характер цемента осадочной породы; вторичные процессы внутри вмещающих пород.

«Не подлежит сомнению, что развитие тафономических и литологических исследований с накоплением фактического материала вооружит нас знаниями закономерностей, при помощи которых мы сможем местами проникнуть за грань времени, скрывающую от нас выпавшие из геологической летописи части материков и историю их населения в древнейшие геологические периоды. Это

проникновение с остатков древних материков – их сохранившихся во времени краевых зон - в исчезнувшие центральные области составляет наиболее интересную сторону тафономических исследований».

1.2. Палеогеографическая и палеоклиматическая обстановки на территории Северной Евразии во второй половине палеозоя

На Рисунке 1 даны участки литолого-палеогеографических карт для изученной в данной работе территории из Атласа 1969 г. под ред. В.Д. Наливкина и В.М. Познера (Атлас 1969). В качестве короткого комментария к ним привожу описание палеогеографической обстановки на территории Северной Евразии в соответствии с работой В.М. Сеницына (1970), который пишет - «В девоне Евразии не существовало». На ее месте находилась многочисленная группа субконтинентов и архипелагов, разделенных геосинклинальными и эпиконтинентальными морями. Русская платформа находилась в пределах субконтинента Фенно-Сарматия (континент древнего красного песчаника). В первой половине девона Русская платформа испытывала поднятие и в значительной степени представляла собой сушу. Рельеф в пределах Московской синеклизы был низменным, но на широтах – Балтийском и Сарматском – представлял возвышенную равнину. В среднем девоне размеры континента

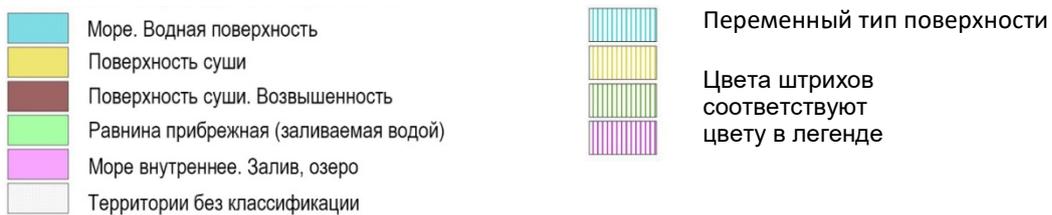
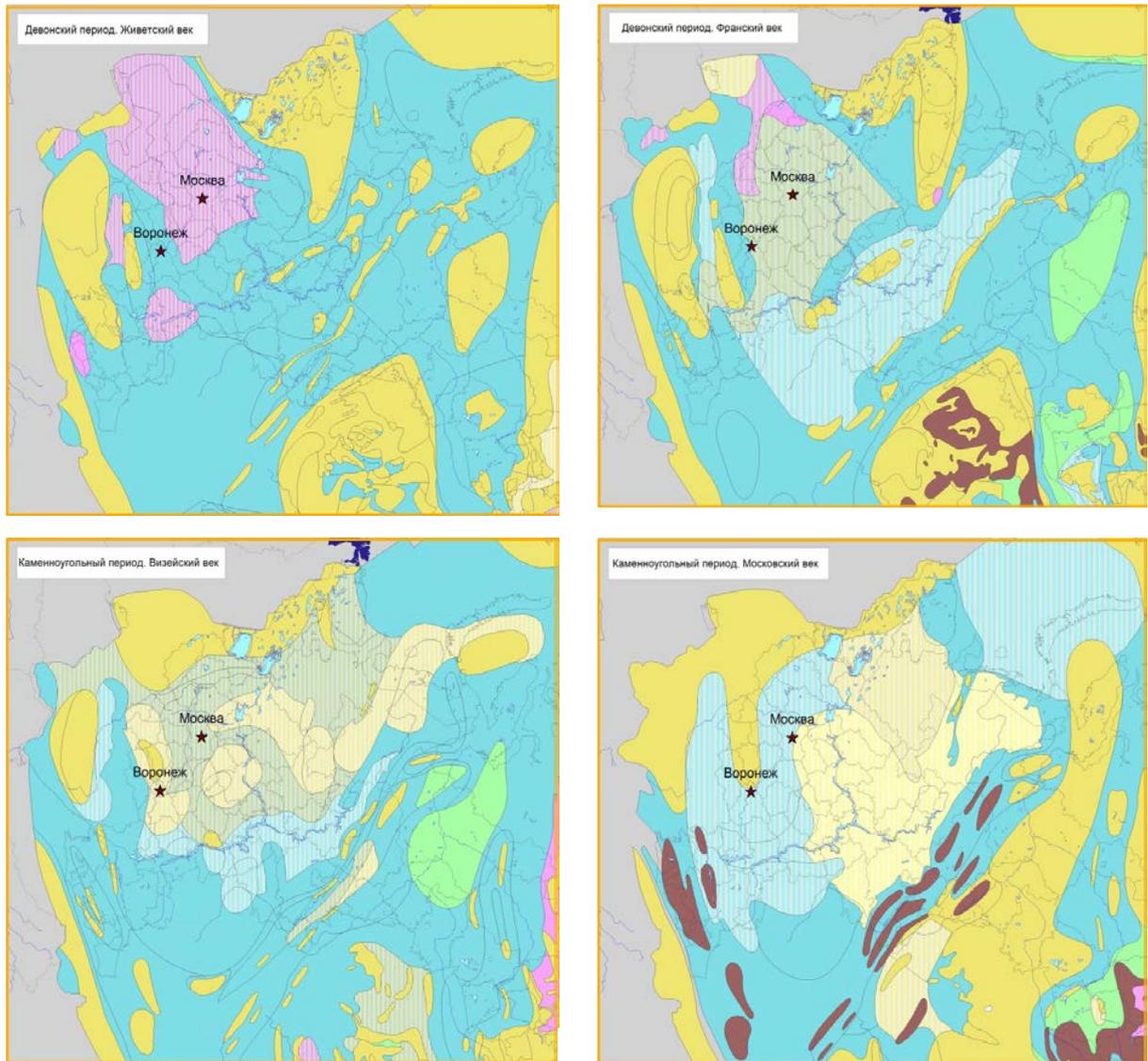


Рисунок 1. Литолого-палеогеографические карты Северной Евразии в девоне и карбоне (по данным «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. Том 2. Девонский, каменноугольный и пермский периоды. Ред. В.Д. Наливкин, В.М. Познер. 1969. М., АН СССР. 70с.» с изменениями автора).

сократились в результате затопления низменностей. Суша сохранилась в пределах Балтийского щита и распавшегося на 2 крупных острова Сарматского щита: Украинского и Воронежского.

В карбоне субконтинент остается плоской сушей. Он испытывает нисходящие движения, в результате которых обширные низменности подвергались нарастающей трансгрессии моря. Чрезвычайная ровность рельефа платформы даже при незначительных амплитудах поднятия и опускания способствовала значительным смещениям береговой линии моря. В стадии максимального развития трансгрессии (позднее визе - московский век) площадь Фенно - Сарматии сократилась вдвое. Материк ограничивался Балтийским щитом, а Украинский массив обособился в виде острова.

Отложения карбона Подмосковья являются объектом систематического изучения на протяжении двух столетий. Результаты этих исследований сыграли важную роль в становлении мировой палеонтологии и стратиграфии (Алексеев 2003). Здесь выделены четыре из семи ярусов глобальной хроностратиграфической шкалы карбона: серпуховский, московский, касимовский и гжельский

В общих чертах отложения карбона Подмосковья представляют собой эпиконтинентальную толщу мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений, где континентальные свиты играют сравнительно малую роль (Махлина с соавт. 1993, 2001). Эти мелкие стратиграфические несогласия прослеживаются на больших расстояниях (до 1000 км в московском ярусе). В каменноугольной истории московского бассейна выделяется три основные морские фазы: позднедевонско-турнейскую, поздневизейско-серпуховскую и московско-раннепермскую. Мелководно-морские осадки этих фаз разделены позднетурнейско-ранневизейским и башкирским перерывами, на каждый из которых приходится около 8 млн. лет континентального развития территории (Alekseev et al. 1996). Во время этих континентальных фаз были образованы врезанные речные долины более 100 м глубиной (Махлина с соавт. 1993, 2001), бокситоносные коры выветривания (нижнее визе) и палеопочвы. В среднем визе

накапливались песчано-глинистые прибрежно-континентальные осадки с углями (Подмосковный угольный бассейн) (Кабанов 2005; Путеводитель 2006).

Основные черты палеоклимата и особенности палеоклиматической зональности Земли приводятся, опираясь на работы Н.М. Страхова (1945, 1960) и В.М. Сеницына (1970, 1980). Их построения базировались на геологических (преимущественно качественных) показателях.

В истории Земли Н.М. Страхов выделяет 3 типа палеоклиматической зональности: нижнепалеозойский (ордовик-девон), верхнепалеозойский (карбон-триас) и современный (юра - наши дни). Н.М.Чумаков (2004) вводит понятие «глобальный климат» и выделяет два главных типа глобального климата : безледниковый и ледниковый. В геологической истории Земли теплый безледниковый тип климата преобладал и составлял более 95% послеархейской геологической истории. Характерной его особенностью было асимметричное расположение климатических поясов относительно экватора.

Для верхнего девона было характерно наличие пяти климатических зон: тропическая влажная, южная аридная, северная аридная, южная умеренно-влажная и южная околополярная (Страхов 1960).

В среднем-верхнем девоне изучаемая в данной работе территория располагалась вблизи экватора в пределах тропической влажной зоны. Сведения, приводимые Сеницыным (1970, 1980), свидетельствуют, что климат девона на всей территории Евразии был тропическим. Аридизация, начавшаяся во второй половине силура достигла своего максимума в раннем девоне. На территории Фенно-Сарматии климат становится экстрааридным, сумма осадков составляла 500-600мм/год. Во второй половине девона климат несколько смягчается, увлажнение возросло до 700-800 мм/год. При этом среднегодовые температуры составляли 26-29°C. Жаркий и относительно сухой климат был обусловлен высокой концентрацией CO₂ в атмосфере девонской Земли.

Климат нижнего карбона характеризовался общей резкой гумидизацией климата, величина среднегодовых осадков достигала 1200 мм. Предполагается, что он был сходен с современным климатом влажных тропиков. Получила развитие лесная растительность, Земля переживает расцвет угленакопления. Такой климат распространялся и на территорию Фенно-Сарматии. Климату вместе с тем были свойственны сезонные засухи, значительные и продолжительные, когда в условиях мелководья локально происходило накопление гипса и доломита (Синицын 1970, 1980). В это время изучаемая территория располагалась в приэкваториальной - влажной тропической зоне.

Во второй половине карбона природная зональность становится более контрастной. Формируются шесть климатических зон: тропическая влажная, южная аридная, северная аридная, южная умеренно-влажная, северная умеренно-влажная и южная околополярная (Страхов 1960). В это время изучаемая территория располагалась севернее экватора в пределах северной аридной зоны (Рисунок 1).

Отложения второй половины палеозоя на территории Северной Америки и Европы формируют циклотемы, состоящие из морских и континентальных отложений, которые образовались на стадиях морских трансгрессий и регрессий. По оценкам Дж. Избель с соавт. (Isbel et al. 2003) частота их составляла $40-412 \cdot 10^3$ лет, амплитуды достигали 60-200 м.

По распространенной точке зрения колебания уровня мирового океана в позднем палеозое были обусловлены изменениями объема ледового щита Гондваны ввиду просматривающейся синхронности между циклотемами и этапами оледенения Гондваны. В позднем палеозое выделяют 3 основные эпизода оледенения: I- франский ярус до, вероятно, турнейского яруса; II- намюрский – низы вестфальского отдела; III- кровля карбона (стефанский отдел) – нижняя пермь (Isbell et al.2003).

Данная синхронность выглядит настолько очевидной, что никогда не подвергалась анализу. Открытым остается вопрос могли ли объемы палеозойских ледяных щитов обеспечить такие изменения уровня мирового океана (Isbell et al. 2003)? Переоценка записей Гондванских оледенений не доказывает наличия связи между циклотемами и флуктуациями объема ледников. Оледенения эпизодов I и II имели ограниченное распространение, занимая только высокогорья. Лишь оледенение эпизода III могло привести к колебаниям уровня моря с масштабом, отвечающим циклотемам этого времени. Таким образом, Дж. Избель с соавт. (Isbell et al. 2003) приходят к заключению, что оледенения I и II эпизодов не являлись первопричиной колебаний уровня моря такого масштаба и не они определяли формирование циклотем. Позднее Избель с соавт. (Isbell et al. 2008) показали, что не крупные, а мелкие и непродолжительные оледенения (1-8 млн лет), инициированные из разных центров могли иметь и скорее всего имели место. Они чередовались с межледниковыми периодами приблизительно такой же длительности. В эти периоды эвстатические колебания уровня моря могли быть обусловлены другими причинами, такими как захоронения воды в наземных или подземных резервуарах, изменения объема воды в ходе температурного расширения или сокращения площади мирового океана.

В отличие от жаркой девонской безледниковой Земли, каменноугольный период является холодным этапом в ее истории: по сравнению с девоном содержание CO_2 в атмосфере карбона сократилось почти в 3 раза, среднегодовые температуры упали на 6°C и стали сравнимы с современными. Д. Ройер с соавт (Royer et al. 2004) используя модель GEOCARB III показали существование достоверной зависимости между падением содержания атмосферного CO_2 и распространением оледенения. Для оценки содержания атмосферного CO_2 в числе прочих показателей (proxу) эти авторы использовали данные изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) разновозрастных (начиная с девона) почвенных минералов: CaCO_3 и гетита. Именно для них модель показала наилучшую сходимость по сравнению с

тремя другими показателями - $\delta^{13}\text{C}$ фитопланктона, распределение устьиц на листьях СЗ растений, $\delta^{11}\text{B}$ планктонных фораминифер.

1.3. Преобразования палеопочв после их погребения (почвенный диагенез)

Наряду с вопросом о *выборочной* сохранности палеопочв в геологической летописи (положения литолоймономии и тафономии), при изучении этих объектов неизбежно встает вопрос о преобразованиях свойств ископаемых почв после их погребения - почвенном диагенезе. Знания этих закономерностей отчасти помогают исследователям снять «вуаль» времени с таких сложных объектов, какими являются ископаемые почвы. Необходимо заметить, что взгляды на суть термина «диагенез» исследователями в области палеопочвоведения в большинстве случаев расходятся с взглядами литологов. Так Н.М. Страхов (1953) рассматривает диагенез как одну из трех последовательных стадий (этапов) в истории осадочной породы: 1) седиментогенез – образование осадка; 2) диагенез – превращение осадка в осадочную породу; 3) эпигенез – комплекс изменений сложившейся породы при тектонически обусловленных переменах условий ее существования (исключая при этом метаморфизм и выветривание). Страхов разделяет физико-химические сущности преобразования субаквальных осадков и субаэральные преобразования. Последние, по его мнению, не имеют ничего общего с диагенезом, но отвечают выветриванию и почвообразованию (см монографию В.А.Серышева 2014). М.С. Швецов считает, что диагенез в поверхностных условиях заслуживает особого термина – экзодиагенез (там же).

И.П.Герасимов в статье «Природа и сущность древних почв» (1971) пишет о необходимости признания того факта, «что современная, т.е. «живая почва», превращаясь в «мертвую», т.е. ископаемую (погребенную) испытывает очень серьезные изменения.В новых условиях (при погребении) она разрушается и трансформируется, постепенно утрачивая и видоизменяя свои первоначальные свойства , а также приобретая некоторые новые. Последние следует называть *диагенетическими или педометаморфическими*». Среди диагенетических преобразований И.П. Герасимов подробно останавливается на: 1) процессах

минерализации гумуса; 2) вторичной природе солевых профилей древних почв; 3) вторичном оглеении; 4) изменении окраски - побурении, вызванном минерализацией органического вещества, а также покреснении.

С.В.Губин (1984) рассматривает диагенез почв, погребенных под искусственными сооружениями (курганами, валами и тд.) как этап физико-химического уравнивания погребенного почвенного тела. Акцент автор делает на минерализацию и трансформацию органического вещества. Позднее рядом исследователей погребенных под курганами голоценовых почв было показано, что в них в ходе диагенеза имеет место как снижение содержания гумуса (до 70 % за первые 2 тыс лет с момента погребения) так и изменение его качественного состава (Демкина, Демкин 1994; Демкин с соавт. 2007; Золотарева, Демкин 2013а и 2013б; Татьянченко с соавт. 2013; Татьянченко, Алексеева 2012; Алексеева с соавт.2019). Иванов с соавт. (2009) оценивают потери гумуса в 50 % за первые 1700 лет. По их оценкам до 1 млн лет содержание гумуса в палеопочвах остается относительно постоянным в количестве 0.3 % (или 6-7 % от исходного содержания). Авторы делают вывод о сохранении типа гумуса и его элементного состава в диагенезе.

В.А.Серышевым (2014) в деталях изучены черты *субаквального диагенеза* - преобразования макро- и микростроения, и некоторых свойств затопленных и погребенно-затопленных почв. Автром, в частности, показано, что основной движущей силой многих диагенетических процессов (изменения окислительно-восстановительного потенциала, переходы Fe^{3+} - Fe^{2+} и другие минеральные преобразования, изменение окраски) является органическое вещество, его деструкция и трансформации. Полученные автором результаты крайне важны для настоящего исследования ввиду терригенно-морской природы осадков на территории Северной Евразии во второй половине палеозоя и прибрежно-морской природы многих изученных палеопочв.

В деталях возможные преобразования свойств почв после их погребения рассмотрены в обзорной монографии и статьях Г.Реталляка с соавт (Retallack 2001;

Retallack et al. 2003), также Н.Шелдона с соавт (Sheldon, Retallack 2001; Sheldon, Tabor 2009). Ниже кратко приводится их перечень:

- 1- Минерализация органического вещества. Подчеркнуто, что процесс имеет место в хорошо-дренируемых почвах и не распространяется на торфяные и гидроморфные палеопочвы.
- 2- Углефикация торфа, растительного детрита, потемнение спор и пыльцы.
- 3- Глеезация - приобретение профилем или отдельными горизонтами голубовато-серых и зеленовато-серых оттенков, формирование пятен и галло вокруг ризолитов. Является результатом химического восстановления оксидов и/или гидрооксидов железа анаэробными бактериями. Процессы имеют место в гидроморфных обстановках - на уровне грунтовых вод или ниже его. Одним из следствий этого процесса можно считать «стирание» магнитного сигнала – характерного почвенного свойства, обусловленного формированием микрокристаллического биогенного магнетита/маггемита.
- 4- Покраснение профиля в ходе дегидратации и перекристаллизации гетита (чаще всего) в гематит.
- 5- Цементация порового пространства. В качестве цемента могут быть карбонаты (кальцит, сидерит, доломит), гипс, минералы Fe (гематит, гетит и др), кремнезем.
- 6- Уплотнение и связанная с ним потеря мощности профиля. Коэффициент уплотнения зависит в первую очередь от текстуры почвенного материала (и , как следствие, исходной порозности) и от глубины залегания палеопочвы. Н.Шелдон с со-авт (Sheldon, Retallack 2001; Sheldon, Tabor 2009) приводят формулу для расчетов этого коэффициента.
- 7- Минеральные трансформации, прежде всего - иллитизация смектитов с формированием вторичных иллитов либо смешанослойных иллит-смектитов в погребенных на больших глубинах палеопочвах и осадочных породах.

Родственным вышеописанному процессу иллитизации является формирование вторичных цеолитов (клиноптилолита) и селадонита в случае, если палеопочвы формируются на вулканогенном материале.

8- Неоморфизм – например, перекристаллизация карбонатов, а также оксидов Fe - магнетита и маггемита с укрупнением кристаллов.

Принимая во внимание перечисленные выше возможные преобразования палеопочв с одной стороны и специфику изучаемых в данной работе объектов, наше видение возможных преобразований в изученных палеопочвах девона и карбона представлено на схеме (Рисунок 2)

1.4. О классификациях палеопочв

Вопрос о номенклатуре палеопочв активно дискутируется в литературе, и по сей день нет единой точки зрения: должна ли генетическая диагностика палеопочв базироваться на существующих почвенных классификациях, либо нужны специальные – палеопочвенные (Герасимов 1971; Retallack 2001; Mack et al. 1993; Kraus 1999; Tabor et al. 2017 и др.). Мнения исследователей разделились. Ниже кратко приводятся аргументы двух противоположных сторон.

И.П.Герасимов (1971) в качестве основной задачи при изучении ископаемых почв видит определение степени ее сохранения от позднейших разрушительных и метаморфических воздействий. «Главным результатом этого изучения должна быть научно обоснованная реконструкция первоначального строения древней почвы, на основании чего может быть достоверно определен ее исходный *генетический тип*.....Между тем более чем проблематично полное генетическое тождество современных почв даже с верхнеплейстоценовыми древними почвами... С возрастанием абсолютного возраста древних почв возможность их генетического отличия от современных почвенных типов, несомненно увеличивается». Таким образом, И.П. Герасимов предостерегает от «прямолинейного актуализма при сопоставлении древних почв с современными».



Рисунок 2. Схема возможных преобразований в палеопочвах (почвенный диагенез).

Анализ литературы по вопросам генетической диагностики палеопочв показал, что наиболее часто употребляемой специальной палеопочвенной классификацией является классификация Г. Мака с со-авт (Mack et al. 1993). В этой описательной классификационной системе используются почвенные признаки, имеющие наибольший потенциал к сохранности в литологической летописи. Используемые в ней морфологические и минералогические признаки легко распознаются при полевых наблюдениях. В основе ее лежат 6 признаков или почвенных процессов: 1) аккумуляция органического вещества; 2) горизонтное строение профиля; 3) окислительно-восстановительные обстановки; 4) признаки *in situ* минеральных преобразований; 5) иллювиирование нерастворимых минералов; 6) аккумуляция растворимых минералов. На основании этих признаков палеопочвы объединены в 9 типов. Четыре из них заимствованы из Soil Taxonomy – Гистосоли, Сподосоли, Оксисоли и Вертисоли. Остальные 5 – это новые, предложенные авторами типы: Кальцисоли, Гипсисоли, Глейсоли, Аржиллисоли, Протосоли. Данная классификация проста, имеет целью стандартизировать палеопочвенную терминологию и облегчить взаимопонимание исследователей (Таблица1).

Г.Реталлак (Retallack 2001) полагает, что оптимальная палеопочвенная классификация должна базироваться на почвенных признаках, которые наиболее устойчивы в диагенезе. По его мнению классификация, предложенная Маком с соавт (Mack et al. 1993) вполне удовлетворяет этому требованию. Но она не получила широкого распространения, т.к. является упрощенным вариантом Soil Taxonomy - широко используемой и имеющей большое практическое применение.

М.Ж. Крауз (Kraus 1999) подчеркивает, что большинство исследователей палеопочв используют одну или несколько наиболее употребляемых классификаций современных почв, таких, например, как Soil Taxonomy, FAO, классификация Ф. Дюшофура. Признает, что классификация Мака (Mack et al. 1993) используется палеопочвоведом, но она во многом заимствована из классификаций современных почв. В Таблице 1 приводится сравнение этих

Таблица 1. Сопоставление палеопочвенной классификации Г. Мака (Mack et al 1993) и Soil Taxonomy (1975, 1978) (перевод Таблицы 1 из статьи Kraus (1990) с поправками).

Mack et al (1993)	Soil Taxonomy (1975, 1978)
Протосо́ль	Энтисо́ль
Вертисо́ль	Вертисо́ль
Гистосо́ль	Гистосо́ль
Глейсо́ль <i>исключается</i>	<i>не верхний порядок</i> Андосо́ль
Окисо́ль	Окисо́ль (латосо́ль)
Сподосо́ль	Сподосо́ль
Аржиллисо́ль	Альфисо́ль Ультисо́ль
Кальцисо́ль	<i>нет эквивалента</i>
Гипсисо́ль <i>нет эквивалента</i>	<i>нет эквивалента</i> Аридисо́ль
<i>исключается</i> <i>нет эквивалента</i>	Моллисо́ль Гелисо́ль

классификаций. Крауз пишет, что классификация Мака получила распространение в виду того, что она рассчитана на использование при полевых описаниях и проста в употреблении. Вместе с тем автор соглашается с Реталляком, что использование специальной и упрощенной схемы лишит палеопочвоведов и почвоведов взаимопонимания.

Статьи Н. Татора с соавт. (Tabor, Myers 2015; Tabor et al. 2017) - одни из последних и наиболее полных работ, анализирующих вопрос о классификации палеопочв. Авторы указывают, что на сегодняшний момент все еще отсутствует консенсус по данной проблеме. Некоторые авторы используют неформальную терминологию, типа «калькрет», «латерит» и т.д. Другие – принятые в почвоведении классификации – как Soil Taxonomy; либо базируются на наиболее выраженной палеопочвенной характеристике, как например, наличие горизонта аккумуляции глины (Bt), карбонатного, глеевого горизонтов и т.д.(Thomas et al. 2011). По мнению Н. Татора с соавт. (Tabor et al. 2017) наиболее удачной на сегодняшний день является упомянутая выше классификация Мака (Mack et al 1993). Ее достоинством помимо простоты является и гибкость (возможность взаимодополнять типы палеопочв). Авторы приходят к заключению, которое было озвучено более 40 лет назад И.П. Герасимовым, что современные почвы и ископаемые почвы представляют собой принципиально разные объекты исследования, требующие как специальных подходов к изучению, так и отдельной классификации.

Отечественные исследователи ископаемых почв использовали и используют отечественные почвенные классификации разных лет (Феофилова 1972, 1975; Феофилова, Рекшинская 1973; Иноземцев 2010, Naugolnykh 2014 и др).

В следующем разделе - в тексте и в подписях к схематическим картам находки палеопочв верхнего палеозоя даются в соответствии с классификационными предпочтениями авторов.

1.5. Палеопочвы девона и карбона на территории Земли: география и генетическое разнообразие

С целью визуализации имеющихся на настоящий момент сведений о находках палеопочв верхнего палеозоя на территории Лавруссии были составлены карты – схемы находок палеопочв девона, нижнего, среднего и верхнего карбона. За основу взяты карты Л. Кокса и Т. Торсвика (Cocks, Torsvik 2011) (Рисунки 3-5). Отдаем себе отчет в том, что подобные карты-схемы безусловно имеют узкие места. Так, они во многом отражают степень изученности территории, которая определяется как объективными, так и субъективными факторами (экономическим, научным интересом и т.д.). Во-вторых, здесь уместно вернуться к положениям и выводам из книги И.А.Ефремова (1950) о выборочной сохранности ископаемых живых существ и палеопочв, о приуроченности большинства находок к болотам, озерам, береговым линиям, т.е. к низменным и краевым участкам материков. В связи с этим еще более возрастает значимость находок палеопочв автоморфного ряда, сформированных на субаэральных поверхностях материков. Полагаем, что подобные карты-схемы бесполезны и дают некоторое представление о почвенном покрове Земли на данном этапе развития ее биосферы.

Находки палеопочв девона на территории Земли редки (Рисунок 3). На составленной карте-схеме видно, что они сконцентрированы на территории Северной Америки, преимущественно на восточном побережье США, а также на Британских островах. Широко известная первая находка раннедевонской палеопочвы и флоры, т.н. Райниевый черт, находится на территории Шотландии (Kidston, Lang 1921). На территории Балтии (Евразии) находки палеопочв приурочены к Тиману и территории Центрального Девонского Поля (ЦДП). Таким образом, большинство изученных палеопочв девона относятся к южному полушарию – широтам южного тропика и южнее его до $\sim 35^\circ$. Территория ЦДП, где были сделаны находки палеопочв нашим коллективом, приурочена к экваториальной зоне.



Рисунок 3. Находки палеопочв девонского периода на территории Лавруссии - палеопедологическая карта-схема (основа Cocks, Torsvik 2011):

1. Сложные педокомплексы. Катенарный парагенезис: латосоли (арджиллик оксисоли) плакоров, полугидроморфные арджиллисоли склонов, гистосоли пойм (Алексеева с соавт. 2012, 2013, 2015; Алексеев с соавт. 2012; Alekseeva et al. 2013a, 2013b, 2014, 2015, 2016).
1б Аллювиальные глеевые палеопочвы (Алексеев с соавт. 2013, 2017; Alekseev et al. 2018).
1в Латосоли, гистосоли (Стойленский ГОК) (Алексеева, Алексеев 2019).
1г Латеритные почвы с гидроморфным панцирем (плинтосоли) (Горностаевка) (Алексеев, Алексеева 2019).
2. Инсептисоли вторично глеевые на красноцветных и зеленоцветных отложениях (Шумилов, Мингалев 2009; Шумилов 2010, 2011; Shumilov 2014).
3. Умеренно и экстремально гидроморфные палеопочвы (Безносков с соавт. 2018).
4. Протосоли и кальцисоли на аллювиальных конусах выноса (Quast et al. 2006).
5. Райниевый черт – болотные палеопочвы (Kidston, Lang 1921).
6. Са-вертисоли (Brasier et al. 2014).
7. Са-вертисоли, пойменные палеопочвы на глинистых породах (Hiller et al. 2008).
8. Са-вертисоли (Driese, Mora 1993).
9. Гидроморфные болотные палеопочвы (Cressler 2006).
10. Гидроморфные болотные и прибрежные палеопочвы (Stein et al. 2007, 2012).
11. Энтисоли, инсептисоли, глеевые инсептисоли, вертисоли (Retallack 1985; Cox et al. 2001; Retallack, Huang 2011; Morris et al. 2015).
12. Прибрежные, аллювиальные (Griffing et al, 2000).
13. Протосоли, глеевые почвы, кальцисоли на аллювиальных отложениях (Williams et al. 1996; Williams, Krause 1998).
14. Камбисоль (Naugolnykh 2014).
15. Лагунные флювисоль, глейсоли, глеевый солончак (Narkiewicz, Retallack 2014).

Абсолютное большинство описанных палеопочв девона принадлежит к азональному (энтисоли, инсептисоли, аллювиальные) и интразональному (гистосоли, вертисоли) рядам. Среди находок преобладают палеопочвы гумидного ряда (болотные палеопочвы). Как следствие, в девоне появились первые в истории Земли залежи углей. Вместе с тем площадь, занимаемая угольными бассейнами в верхнем девоне составляла $\ll 1$ % от площади, занимаемой обломочными породами (Beerling et al. 2009). Заметен вклад и Са-вертисолей, для формирования которых требуются сезонные колебания увлажненности. Наши находки аналогов зональных почв: оксисолей и арджиллисолей на территории ЦДП являются на сегодняшний день единственными. В целом обозначенный почвенный покров отвечает господству жаркого, влажного - сезонно-аридного климата.

Обзор имеющейся на сегодняшний день литературы показал, что находки палеопочв нижнего карбона на территории Земли крайне редки (Рисунок 4). На составленной карте-схеме видно, что они сконцентрированы на территории Британских островов и Западной Европы. Географически территория расположена южнее экватора вплоть до южного тропика. Для территории Евразии первые находки были сделаны А.П. Феофиловой с соавт. (1972, 1973 и 1975) на территории Донецкого угольного бассейна. Основные находки приурочены к территории Подмосковского осадочного бассейна и принадлежат Кабанову П.Б. и нашему коллективу. Эта территория располагалась в приэкваториальной зоне. Как и в случае с палеопочвами девона, большинство описанных палеопочв нижнего карбона принадлежат к азональному (энтисоли, инсептисоли, аллювиальные) и интразональному (гистосоли, вертисоли) рядам. Широкое распространение болот и болотных почв нашло свое отражение в увеличении площади суши, занятой угольными бассейнами, которая в нижнем карбоне составила 8 % (Beerling et al. 2009). Большое разнообразие типов палеопочв в верхах Миссисипского отдела обнаружено на границе штатов Кентукки – Вирджиния (Kahmann, Driese 2008), где наряду с азональными почвами и вертисолями (которые преобладают) обнаружены альфисоли и

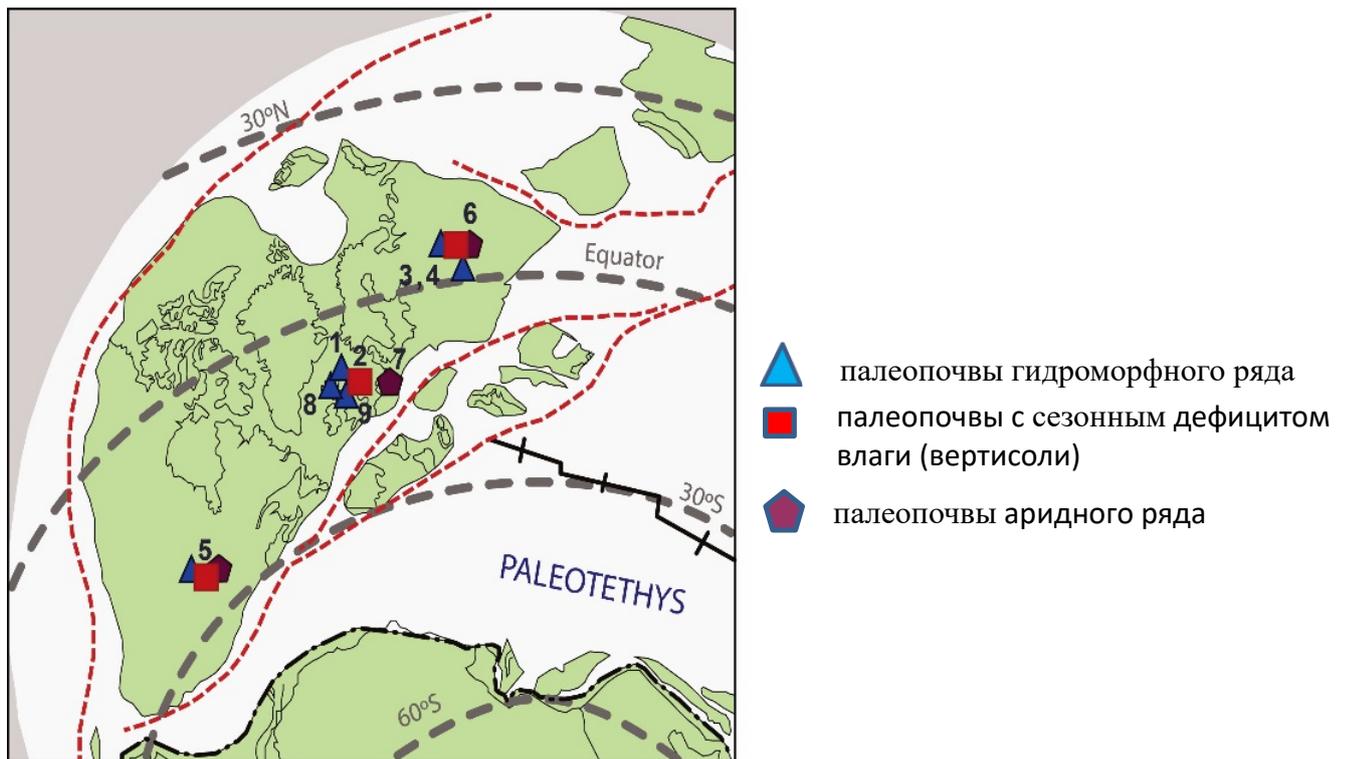


Рисунок 4. Находки палеопочв нижнего карбона на территории Лавруссии - палеопедологическая карта-схема (основа Cocks, Torsvik 2011).

1. Аллювиальные энтисоли (Quast et al. 2006).
2. Энтисоли, инсептисоли, глеевые инсептисоли, вертисоли (всего 200 профилей) (Kearsley et al. 2016).
3. Серые почвы гумидного ряда, элювиально-иллювиальные, карбонатные (Феофилова 1972; Феофилова, Рекшинская 1973).
4. Торфяные (Феофилова, Левенштейн 1963; Феофилова 1975).
5. Энтисоли, инсептисоли, гистосоли, альфисоли, оксисоли, вертисоли (Kahmann, Driese 2008).
6. Гистосоли, флювисоли маршевые, маршевые сабхи семиаридного ряда, вертисоли с сезонным дефицитом влаги, аридные почвы, сподосоли, рендзины, каличе и кальцисоли семиаридного ряда, палюстринные комплексы (Kabanov 2004; Кabanov с соавт. 2012; Kabanov et al. 2013, 2014; Алексеева с соавт. 2016, 2017; Alekseeva et al., 2012, 2016a, 2016b; Kabanov 2017; Алексеева с соавт. 2018).
7. Кальцисоли и рендзина семиаридного и аридного ряда (Maes et al. 1989).
8. Гистосоли (Spinner 1969).
9. Гистосоли (Алексеев с соавт. 2017).

оксисоли. А.П. Феофилова указывает на находки элювиально-иллювиальных зональных палеопочв (по-видимому, лессивированных, альфисолей) на территории Донецкой области. Территория Подмосковного осадочного бассейна характеризуется широким набором типов почв, включая зональные почвы гумидного ряда (сподосоли), а также палеопочвы семиаридные (кальцисоли, гипсисоли) и Са-Mg аридные – палыгорскитовые. Впервые описаны палюстринные комплексы. Находки палыгорскитовой палеопочвы и палюстринного комплекса в толще пород михайловского горизонта визе на территории Подмосковного осадочного бассейна - древнейшие из описанных на сегодняшний день (Кабанов 2004; Кабанов с соавт. 2012; Kabanov et al. 2013, 2014; Алексеева с соавт. 2014, 2016а, 2016б, 2018, Alekseeva et al. 2012, 2016а, 2016b; Kabanov 2017).

Обзор имеющейся на сегодняшний день литературы показал, что находки палеопочв среднего и верхнего карбона на территории Земли заметно превышают находки палеопочв нижнего карбона (Рисунок 5). Абсолютно преобладают находки этих палеопочв на территории Северной Америки (США и Канада). Интересны находки палеопочв разных типов на территории Аргентины (Gulbranson et al. 2015). Единичные находки имеются на территории Западной Европы (Бельгия, Чехия). Все они сконцентрированы в приэкваториальной зоне и южнее ее до южного тропика. На территории Евразии основные находки приурочены к территории Донецкого бассейна (Феофилова 1972, 1975) и Подмосковного осадочного бассейна (Kabanov 2003, 2005; Kabanov et al. 2010; Kabanov, Alekseev 2011), что $\sim 15^\circ$ к северу от экватора. На территории Северной Америки палеопочвы представлены как аazonальными и интразональными типами, так и зональными - аржиллисоли (лессивированными почвами гумидного ряда). Здесь по-прежнему широко распространены торфяно-болотные почвы под углеобразующей растительностью. Площадь суши, занятой угольными бассейнами этого возраста достигает своего абсолютного максимума и составляет 22 % (Beerling et al. 2009). Почвы с сезонным дефицитом влаги представлены вертисолями и прибрежными сабхами (гипсисолями). Встречены

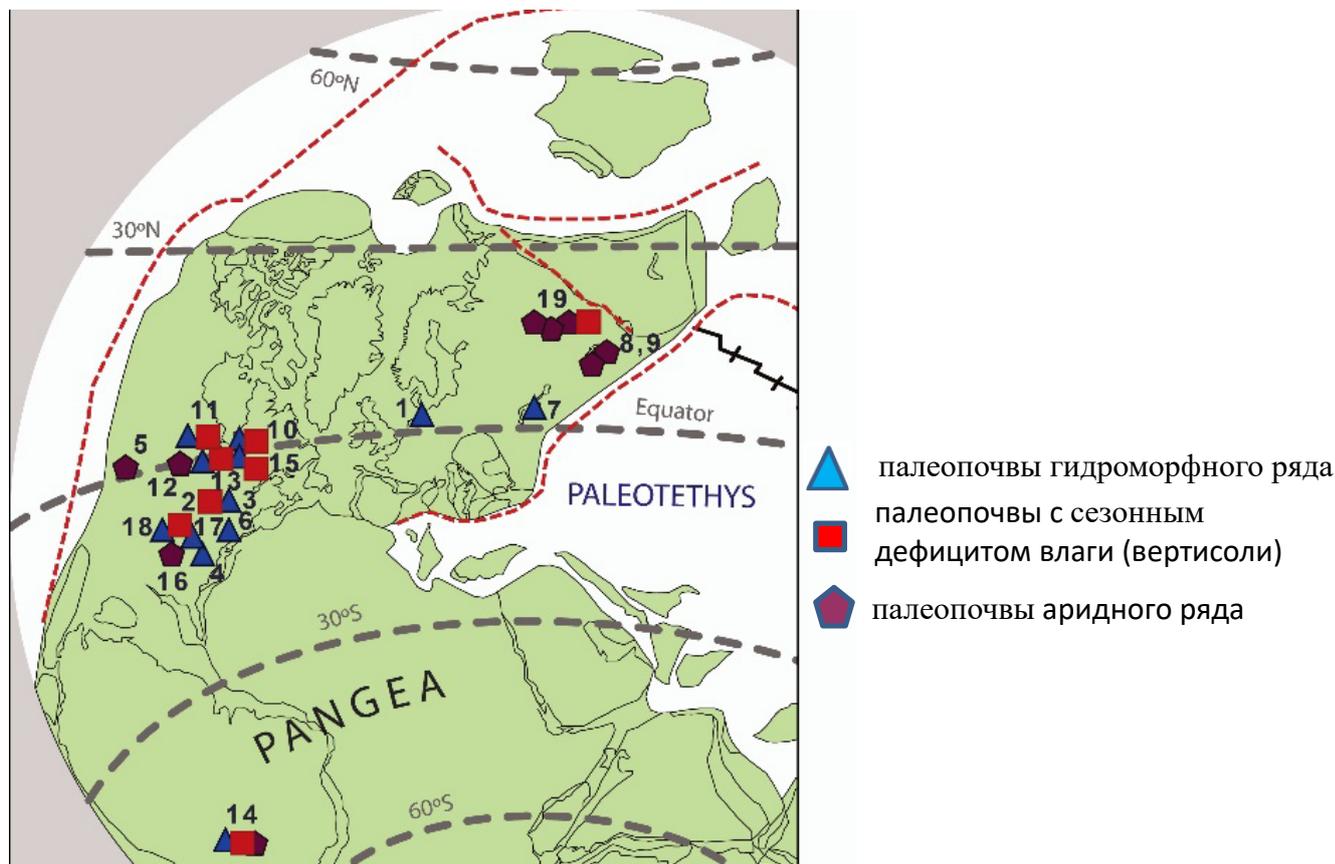


Рисунок 5. Находки палеопочв среднего-верхнего карбона на территории Пангеи - палеопедологическая карта-схема (основа Cocks, Torsvik 2011).

1. Аллювиальные протосоли, кальцисоли (Quast et al. 2006).
2. Вертисоли, кальцисоли (Rosenau et al. 2013).
3. Торфяно-болотная (DiMichele et al. 1996).
4. Торфяно-болотная (DiMichele et al. 2006).
5. Са-аржиллисоли, кальцисоли, гипсисоли - сезонно семиаридного – аридного ряда (Tabor et al. 2008).
6. Гистосоли, глеевые аржиллисоли, Са-аржиллисоли, глеевые почвы, вертисоли теплого гумидного климата (Tabor et al. 2008).
7. Торфяно-болотные (Lojka et al. 2009; Oplutil et al. 2009).
8. Слабоугленосные, элювиально-иллювиальные почвы засушливо-гумидного и засушливого климата (Феофилова 1972).
9. Безугольные, угленосные пестроцветные, красноцветные (Феофилова 1975).
10. Гистосоли, вертисоли (DiMichele et al. 2010; DiMichele 2014).
11. Гистосоли, Са-вертисоли (DiMichele et al. 2010, 2017; DiMichele 2014; Elrick et al. 2017).
12. Красные энтисоли, инсептисоли пустынного типа (Retallack et al. 2008).
13. Протосоли, Са-аржиллисоли, Са-вертисоли (Rankey, Farr 1997).
14. Гистосоли, протосоли, глеевые плинтиты, аржиллисоли, вертисоли, Fe- аржиллисоли глеевые, кальцисоли, Са-протосоли (Gulbranson et al. 2015).
15. Гистосоли (торфяно-болотные), вертисоли сезонно влажные (Driese, Ober 2005).
16. Прибрежные сабхи с гипсом (сезонные тропики) (Falcon-Lang et al. 2011).
17. Гистосоли глеевые (Gardner et al. 1988).
18. Гистосоли, протосоли глеевые, вертисоли глеевые, Са-вертисоли, кальцисоли глеевые (Rosenau et al. 2013).
19. Са-Mg палыгорскитовые аридосоли, вертисоль (Kabanov 2003, 2005; Kabanov et al. 2010; Kabanov, Alekseev 2011).

также палеопочвы семи-аридного – аридного рядов - кальцисоли. На территории Подмосковного осадочного бассейна в среднем-верхнем карбоне почвы гумидного ряда не встречены. Здесь преобладали ландшафты полупустынного типа с почвенным покровом, представленным аридными Са-Mg палыгорскитовыми почвами.

Таким образом, учитывая неравномерную изученность почвенного покрова Лавруссии – Пангеи второй половины палеозоя, выборочную сохранность типов палеопочв в геологической истории , и рост сохранности палеонтологических находок (в т.ч. палеопочв) в истории Земли, можно сказать что на данном временном интервале почвенный покров Лавруссии развивался в сторону увеличения разнообразия почв за счет увеличения типов зональных почв полуаридного ряда с текстурно-дифференцированным профилем (аналог альфисолей-ультисолей) и аридного ряда. В среднем – верхнем карбоне повсеместно сокращается доля торфяно-болотных почв (гистосолей). На территории Подмосковного осадочного бассейна палеопочвы такого типа не встречены. На территории Донецкой области встречены слабоугленосные почвы засушливо-гумидного и засушливого климата.

Часть 1. Строение и типы палеопочв. Педостратиграфия

Глава 2. Методы и объекты исследований

2.1. Методы исследований

В данной работе изучались палеопочвы, обнаженные в стенках карьеров. Такие объекты имеют ряд безусловных преимуществ. Среди них – наличие свежих обнаженных поверхностей, не затронутых современными процессами выветривания и загрязнения. Вторым важным моментом является протяженность обнажения, позволяющая оценить выдержанность, либо пестроту отдельных параметров профиля палеопочвы; пестроту почвенного покрова в целом. Комплексное (мультидисциплинарное) исследование ископаемых почв базировалось на литолого-стратиграфическом описании разрезов. В ходе полевых работ устанавливались уровни развития субаэральных перерывов и палеопочв, в соответствии с которыми отбирались образцы палеопочв, подстилающих и перекрывающих отложений, растительных остатков и др. палеонтологических объектов для дальнейших лабораторных исследований.

Лабораторные исследования включали получение базовых характеристик палеопочв, подстилающих и перекрывающих отложений (гранулометрический состав, содержание $C_{орг}$, содержание карбонатов). Минеральный состав валовых образцов, крупной и илистой фракций изучен методом рентгеновской дифрактометрии (дифрактометры ДРОН -3 и Bruker– D2 Phaser), и ИК – спектроскопии (FTIR, Nicolet 6700). Илистая (< 2 мкм) фракция выделялась отмучиваем из нерастворимого в ацетатном буфере остатка (уксусная кислота и уксусно-кислый натрий, pH 5.5) (van Reeuwijk 2002). ИК-спектры получены с использованием техники - KBr (1 мг анализируемого вещества впрессовано в таблетку из 199 мг KBr). Диагностика глинистых осуществлялась в соответствии с принятыми тестами (Thorez 1976; Handbook of Clay Sciences 2006 и др). Элементный состав образцов изучен рентген-флюоресцентным методом

(SPECTROSCAN МАКС-GV). Магнитная восприимчивость определялась на приборе KLY-2 Kappabridge.

В деталях изучены почвенные макро- и микрообразования: морфология, строение, элементный состав, минеральный состав (сканирующая электронная микроскопия с микрозондом, рентгеновская дифрактометрия, рентген-флюоресцентный метод). Изотопный состав углерода карбонатов и углерода органического вещества изучен методом масс-спектрометрии. Помимо детальной характеристики минеральной матрицы ископаемых почв для некоторых образцов было изучено захороненное почвенное органическое вещество с использованием химических методов и комплекса аналитических методов - в первую очередь твердофазной ^{13}C ЯМР-спектроскопии (спектрометр ЯМР -AVANCE- II NMR 400, фирма Bruker) и Фурье ИК-спектроскопии. Методом сканирующей электронной микроскопии изучено строение растительных остатков – древесина, корни, обрывки тканей, споры (TESCAN Vega 3). Выборочное определение абсолютного возраста вулканогенно-осадочных пород ястребовского горизонта в карьере «Павловск Гранит» проведено методом U-Pb датирования цирконов с помощью SHRIMP-II технологии (ВСЕГЕИ).

2.2. Методы реконструкции палеоклимата

2.2.1. Геологические показатели климатов прошлого

Древние климаты являются достоянием геологической истории и могут быть восстановлены по геологическим записям путем их палеоклиматической интерпретации (здесь и далее см В.М. Синицын 1980). Палеоклимат распознается по вещественному составу и структуре осадочных пород, морфологии и экологии ископаемых остатков флоры и фауны. В геологии используют следующие основные показатели климатов: литолого-минералогические, палеоботанические, палеонтологические, геоморфологические, геофизические. Использование этих показателей дает качественную характеристику палеоклимата, а также грубые количественные оценки осадков и температуры, которые базируются исходя из

наблюдений над современными процессами (принцип актуализма). Так, накопление торфа имеет место при величине атмосферных осадков > 1000 мм/год; бокситы формируются при величине атмосферных осадков > 1200 мм/год; эвапориты - < 400 мм/год; калькреды - < 760 мм/год и т.д. Сезонные вариации климата читаются в кольцах роста древесных растений, морфологическом проявлении процессов набухания-сжатия глин (Tabor, Poulsen 2008). Сао с со-авт (Сао et al. 2018) для палеогеографических (расположение континентов, климатическая зональность) и палеоклиматических построений используют совокупность таких литологических показателей как угли, эвапориты и тиллиты. Все перечисленные показатели вместе с тем являются косвенными, поскольку изучается не палеоклимат *sensu stricto*, а «его о вещественное отражение в определенных чертах бывшего ландшафта» (Синицин 1980). Кроме того, перечисленные показатели имеют свои ограничения. Негативное влияние на достоверность геологических показателей могут оказывать неясная природа геологических образований и их стратиграфическая привязка, перерывы в осадконакоплении, избирательная сохранность флоры и фауны, их переотложенный характер и тд (Синицин 1980).

2.2.2. Палеопочвы как индикаторы палеоклимата

Палеопочвы являются частью геологической летописи, во многом утерянной. Формируя несогласия в пределах этой летописи, они отражают смену обстановок (в т.ч. разного рода критические события), позволяя дополнить ее.

Являясь продуктом биосферы, формируясь на границе литосферы, гидросферы и атмосферы палеопочвы являются хранилищем и источником информации о физических, химических и биологических процессах на поверхности Земли и вблизи нее в разные геологические эпохи. Интерес к этому объекту неуклонно растет, чему способствует накопление информации о находках древних ископаемых почв и их характеристиках, а также внедрение новых подходов и методов изучения.

Научной основой палеопочвенных исследований также является принцип актуализма, согласно которому изучая современные почвы, их характеристики, процессы и обстановки формирования, далее проводятся аналогии с процессами и обстановками далекого прошлого. При этом используется комплекс морфологических (в первую очередь - наличие органогенного горизонта, ископаемых корней, конкреций) и общих аналитических характеристик (цвет, текстура, наличие органического вещества, признаки перераспределения/аккумуляции минеральных фаз, глубина залегания карбонатного горизонта, наличие морозобойных трещин и трещин усыхания, сликенсайдов и тд) ископаемых почв. Надежными носителями информации являются минеральные компоненты палеопочв: песчано-пылеватые фракции (например, зерна кварца), глинистые минералы, оксиды/гидроксиды и другие минералы железа (пирит, сидерит), Fe-Mn конкреции, почвенные карбонаты (Алексеев, Алексеева 2000; Алексеева В. 2005; Соколова, Дронова 2008; Алексеева с соавт. 2010; Schwertmann 1985; Tabor, Myers 2015; Beverly et al. 2018 и др). Например, достоверным индикатором аридности климата помимо гипса и других солей является наличие минералов группы палыгорскита-сепиолита (< 300 мм осадков /год) (Khormali , Abtahi 2003; Kabanov et al. 2010 и др), индикаторами переувлажненных обстановок – пирит и сидерит, переменного-влажных обстановок – аутигенные смектит , карбонаты, лепидокрокит.

Биогенными носителями информации являются микробиоморфы, гумусовые вещества почв (Дергачева 2008, 2018; Дергачева, Зыкина 1988; Память почв 2008 и др), торф/уголь, ископаемые корни и корневые системы (Klappa 1980; Aref'ev, Naugol'nykh 1998; Kraus, Nasiatou 2006; Иноземцев 2010).

Важнейшим аспектом этих исследований и их лимитирующим фактором является почвенный диагенез (см. раздел 1.3). В целом перечисленные палеопочвенные показатели сродни геологическим. И только комплексное их использование на основе междисциплинарного исследования палеопочв позволяет расширить возможности этого подхода.

2.2.3. Методы количественных реконструкций палеоклимата

За последние 10 лет наблюдается тренд от палеопочвенного качественного палеоклиматического подхода к другим приемам, дающим возможность дать количественную характеристику палеоклимата. Ниже остановлюсь кратко на их обзоре.

2.2.3.1. Геохимические подходы.

Для описания почвенных процессов и оценки степени преобразованности материала под воздействием выветривания и почвообразования используются различные отношения химических элементов (так называемые геохимические индексы) (Retallack 2001; Sheldon, Tabor 2009; Калинин с соавт.2009; Калинин, Алексеев 2011; Алексеева с соавт. 2010; Алексеев с соавт. 2019 а и б). Использование отношений химических элементов для описания на их основе некоторых почвенных процессов является давней практикой. Наиболее применяемыми являются следующие молекулярные отношения, описывающие базовые почвенные процессы:

$Al_2O_3/(CaO+MgO+Na_2O+K_2O)$ - гидролиз

$(CaO+MgO+Na_2O+K_2O)/TiO_2$ - вынос оснований (выщелачивание)

Al_2O_3/SiO_2 - оглинивание

FeO/Fe_2O_3 – глеезация

TiO_2/Al_2O_3 ; Zr/TiO_2 - позволяют оценить степень однородности материала и выделить этапы привноса материала

$(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$ - степень окисленности почвенного материала.

MnO/Al_2O_3 - индикатор почвообразования, увеличение концентрация MnO в почвенных горизонтах объясняется активизацией биологической активности, учитывая высокую биофильность марганца;

Для расчета климатических параметров – среднегодовой величины осадков (MAP) и среднегодовой температуры (MAT) успешно используются так

называемые геохимические индексы выветривания. Первый из предложенных индексов был “CIA” – химический индекс преобразования (Nesbitt, Young 1982):

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O)] * 100$$

К числу других индексов, наиболее часто используемых для реконструкции палеоклимата относятся индексы CIA-K и PWI (Alekseeva et al. 2016; Sheldon et al. 2002; Sheldon, Tabor 2009; Gallagher, Sheldon 2013).

“CIA-K” – химический индекс преобразованности без учета эффекта от биологического круговорота калия, рассчитываемый как $(CIA-K) = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + CaO)] * 100$. Другое определение того же индекса - «CIW» (химический индекс выветривания).

“PWI” – индекс палеовыветривания, рассчитываемый по формуле $PWI = (4.20 \times Na_2O + 1.66 \times MgO + 5.54 \times K_2O + 2.05 \times CaO) * 100$

Результаты проведенных ранее исследований геохимических особенностей высококарбонатных палеопочвенных систем нижнего карбона (Alekseev et al. 2015) показали, что для них, в отличие от терригенных пород, применимой оказалась очень ограниченная группа геохимических индексов, среди которых CIA; CIA-K; PWI. М.Х. Махлина с соавт. (1993) использовали величины отношения Sr/Ba и содержание Ga для оценки опресненности бассейна седиментации и влияния суши (осушки). Дж. Реталлак (Retallack 2001) и Н. Шелдон и Н. Табор (Sheldon, Tabor 2009) используют отношение Ba/Sr для оценки интенсивности выноса химических элементов. Величина данного отношения, превышающая 2, по данным этих авторов, отвечает кислым (выщелоченным) обстановкам.

Коэффициент CIA также используется как показатель преобладающего типа климата в области формирования осадка: значения индекса, превышающие 70, соответствуют гумидному типу климата, интервал значений 60-70 – переходному, значения менее 60 – относительно ариднему.

В настоящей работе в качестве основного параметра при расчетах величины осадков (MAP) использовался индекс «CIA-K»: $MAP = 14.265(CIA-K) - 37.632$ (Sheldon et al. 2002). Величина среднегодовой температуры (MAT) рассчитывалась в соответствии с уравнением: $T^{\circ}(C) = -2.74 * \ln(PWI) + 21.39$ (Gallagher, Sheldon 2013)

. Во всех формулах используется содержание CaO, рассчитанное на бескарбонатную навеску. В работах Н.Табора и Т. Майерса (Tabor, Myers 2015) и Э.Беверли с соавт. (Beverly et al. 2018) и Д. Максбауэра с соавт. (Maxbauer et al. 2016) приводятся и другие формулы и подходы, используемые для оценок MAP и MAT. Так, для расчетов MAP используется глубина залегания карбонатного и гипсового горизонтов, отношение гетит/гематит, гематит/гетит+гематит и др. Для расчетов MAT- величину отношения Al_2O_3/SiO_2 (оглинивание) (Sheldon 2006). Ввиду того, что поверхность палеопочв, как правило, эродирована, для этих расчетов используется химический состав материала гор В. Перечисленные индексы обобщены в Таблице 2.

2.2.3.2. Изотопные методы

Важную для многих почвенных/палеопочвенных задач информацию несут природные стабильные изотопы, прежде всего углерода - $^{13}C/^{12}C$ и кислорода $^{18}O/^{16}O$. В почвах и на Земле в целом имеются два главных резервуара углерода - органическое вещество и карбонаты. Эти резервуары характеризуются принципиально различным изотопным составом: С морских карбонатов является изотопно тяжелым, имеет $\delta^{13}C$ около 0 ‰. Биогенный С изотопно легкий - $\delta^{13}C$ около – 25‰.

Исследование изотопного состава углерода органического вещества почв позволяет определить тип фотосинтеза растений (C3, C4 или CAM). Базируясь на этих знаниях можно реконструировать смену растительности и климата, геоморфологические условия почвообразования (Хефс 1983; Зазовская с соавт. 2018).

Углерод почвенных карбонатов в разной степени облегчен относительно морских карбонатов. Исследование изотопного состава углерода карбонатов позволяет разделить литогенные (морские) и почвенные (педогенные) карбонаты

(см Cerling 1991; Ковда 2008). Наличие последних является важным параметром, используемым для реконструкций палеоклимата и палеоладошафтов.

Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ аутигенных почвенных минералов – кальцита и гетита активно используется в качестве «палеобарометра» для оценки концентрации CO_2 в атмосфере (Cerling 1991; Royer et al. 2004; Quast et al. 2006 и др). Авторы исходят из того, что CO_2 карбонатов формируется из двух источников: CO_2 атмосферы и CO_2 почвенного дыхания, изотопный состав которых принципиально различен.

Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ в аутигенных карбонатах, слоистых силикатах и гетите предложено использовать в качестве «палеотермометра», для расчетов палеотемпературы, поскольку он зависит как от изотопного состава метеорной воды, так и от температуры кристаллизации минерала (т.е. температуры почвы) (Cerling 1991; Tabor, Myers 2015 и др.).

Необходимо вместе с тем отметить, что использование изотопных методов в качестве «палеобарометра» и «палеотермометра» имеет много ограничений. Получаемые результаты лучше отражают глобальные тренды, чем короткие временные интервалы. Будучи перспективными, эти исследования нуждаются в дальнейших уточнениях (Tabor, Poulsen 2008; Tabor, Myers 2015; Beverly et al. 2018).

Таблица 2. Геохимические показатели преобразованности материала и палеоклиматические индексы
 Nesbitt, Young 1982; Retallack 2001; Sheldon et al 2002; Sheldon, Tabor 2009; Калинин с соавт. 2009; Калинин, Алексеев 2011;
 Gallagher, Sheldon 2013; Алексеева с соавт. 2010; Алексеев с соавт. 2019а и б).

Индексы, процессы	Уравнение	Описание, ссылки
Гидролиз Выщелачивание Оглинивание Глеезация Однородность (привнос) Окисленность материала почвенного профиля Биологическая активность	$Al_2O_3/(CaO+MgO+Na_2O+K_2O)$ $(CaO+MgO+Na_2O+K_2O)/TiO_2$; Ba/Sr; Rb/Sr Al_2O_3/SiO_2 FeO/Fe_2O_3 TiO_2/Al_2O_3 $(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$ MnO/Al_2O_3	аккумуляция алюминия vs вынос оснований индикатор почвообразования, увеличение концентрации MnO объясняется активизацией биологической активности
Осушка CIA	$Ga \times 10^{-3}, \%$ $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O)] \times 100$	Махлина и др (1993) химический индекс преобразования (Nesbitt and Young 1982)
CIA-K или CIW PWI	$(CIA-K) = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + CaO)] \times 100$ $PWI = (4.20 \times Na_2O + 1.66 \times MgO + 5.54 \times K_2O + 2.05 \times CaO) \cdot 100$	химический индекс выветривания индекс палеовыветривания
MAP(мм) MAT(°C)	$MAP = 14.265(CIA-K) - 37.632$ $MAT = -2.74 \times \ln(PWI) + 21.39$	среднегодовые осадки (Sheldon et al 2002) среднегодовые температуры (Gallagher, Sheldon 2013)
Аридность	$A = MAP / (MAT + 10)$	The Encyclopedia of Earth Sciences(1987)

2.2.3.3. Метод почвенного магнетизма

К числу почвенных характеристик, активно используемых для целей количественных реконструкций климата, в первую очередь величины атмосферной увлажненности, относится величина магнитной восприимчивости (χ). Использование этого показателя при изучении почв и палеопочв имеет давнюю историю. Заметный вклад в это направление исследований внесли советские и российские ученые. Величина магнитной восприимчивости зональных типов почв СССР изучена В.Ф. Бабаниным (1971), А.Ф. Вадюниной и В.Ф. Бабаниным (1972), Ю.Н. Водяницким (1992), Ивановым (2003), Алексеевым с соавт. (2003), Алексеевой с соавт. (Alekseeva et al. 2007) и др. Большой вклад в изучение природы явления почвенного магнетизма внесли Б. Махер с соавт. (Maher 1998; Maher et al. 1994, 2002, 2003). Показано, что наличие у почвы магнитного сигнала обусловлено формированием супердисперсных аутигенных магнитных минералов железа – магнетита и маггемита, имеющих биогенную (микробиологическую) природу. В ходе почвообразования имеет место изменение величины магнитного сигнала по сравнению с почвообразующей породой. Величина и знак этого изменения зависят от условий почвообразования, что является следствием чувствительности оксидов железа к смене окислительно-восстановительных обстановок. В автоморфных хорошо дренированных почвах, забуференных и техногенно незагрязненных, с преобладанием окислительных условий, величина χ по сравнению с материнской породой возрастает. В восстановительных условиях – напротив, уменьшается. Изучение магнитного сигнала зональных автоморфных почв показало наличие зависимости величины МВ от степени увлажненности почвы. Для современных почв и четвертичных палеопочв предложена формула для расчетов МАР по величине прироста величины χ в почвенном профиле (или гор В почвы) по сравнению с почвообразующей породой. Использование в расчетах материала гор В обусловлено тем, что гор А палеопочв чаще всего не сохраняется, либо может быть

загрязнен (Maher et al. 2002; Алексеев с соавт. 2003; Alekseeva et al. 2007; Заварзина с соавт. 2003 и др).

В последние годы вышла в свет книга под ред. Да Сильва и др (Da Silva et al. 2015) и обзорные статьи (см Махbauer et al. 2016а, б) по магнетизму почв, в т.ч. древних ископаемых почв. В работах подчеркнуто, что сохранение магнитного сигнала в профилях древних почв свидетельствует о перспективности его использования для целей реконструкции палеоклимата, в первую очередь – увлажненности. Однако, потеря в ходе эрозии гор А ископаемых почв, окисление и /или рекристаллизация магнитных минералов, формирование аутигенного гематитового пигмента (вторичное покраснение профиля), глеезация и другие преобразования делают проблематичным использование как магнитной восприимчивости (МВ), так и отношения гетит/гематит для реконструкции дочетвертичных палеоклиматов. Показано, что величина магнитного сигнала дочетвертичных почв существенно ниже по сравнению с четвертичными. Усиление величины магнитного сигнала в четвертичных палеопочвах может объясняться усилением интенсивности выветривания в геологической истории, усилением биологической активности микроорганизмов, составом атмосферы и тд. (Retallack et al. 2003).

Обобщая вышесказанное можно заключить, что наличие магнитного сигнала является важным диагностическим критерием для обнаружения древних ископаемых почв. В осадочной геологии этот параметр активно используется для выявления источников материала, колебаний уровня моря, для стратиграфических корреляций и др. (Retallack et al. 2003; Da Silva et al. 2015; Alekseev et al. 2013, 2015; Алексеев с соавт. 2014). В работах А.Алексеева с соавт (Alekseev et al. 2013, 2015) для визейских терригенно-карбонатных циклотем Московской синеклизы показаны значимые корреляционные зависимости между величиной МВ и содержаниями Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , TiO_2 (терригенными силикатными породами). Т.е. все терригенные слои независимо от степени преобразования почвообразованием демонстрируют наличие выраженного магнитного сигнала. При этом максимальные значения МВ приурочены к уровням, соответствующим

слабодренируемым переувлажненным прибрежным территориям с растительностью мангрового типа (*Stigmara*). В этих богатых органическим веществом осадках подвижное Fe формирует сначала пирит и/или сидерит, который в дальнейшем окисляется до гетита. Последний формирует кристаллы до 20 и более мкм.

2.3. Объекты исследований

2.3.1. Девон Воронежской антеклизы

Палеопочвы девона в отложениях воробьевско-ардаатовской и ястребовской свит (живетский ярус среднего девона и франский ярус верхнего девона) были обнаружены на юго-западной и южной стенках Павловского (Шкурлатовского) карьера гранитов (Воронежская обл.) нами в 2010 году. Дополнительно палеопочвы живетского яруса среднего девона обнаружены в карьере Михайловского ГОКа (г. Железнодорожск, Курская область), палеопочва в подошве задонского горизонта, на границе франского и фаменского ярусов - в карьере «Горностаевка» (г. Ливны, Орловская обл.) и палеопочва франского яруса в карьере Стойленского ГОКа (г. Старый Оскол, Белгородская обл.) (Рисунок 6). Все находки палеопочв приурочены к территории Центрального Девонского Поля. Центральное девонское поле (ЦДП) – историческое название площади выходов девонских отложений на дневную поверхность и под мезо- кайнозойские отложения на моноклинали, располагающейся в основном в пределах Воронежской антеклизы (ВА), административно в южной части Центрального федерального округа РФ. ВА расположена в центральной части Восточно - Европейской платформы на территории ~ 540 тыс. км², она представляет собой одно из основных поднятий докембрийского кристаллического фундамента Восточно - Европейской платформы. В течение большей части Фанерозоя территория Воронежской антеклизы представляла собой поднятие и пережила длительный этап континентального (островного) развития. Начиная с живетского века территория

обособилась в виде двух островов. В фамене они объединись и, постепенно уменьшаясь в размерах, существовали вплоть до конца серпуховского века, после чего соединились с континентом в качестве составной части Воронежской равнины (Рисунок 1; Lebedev et al. 2010).

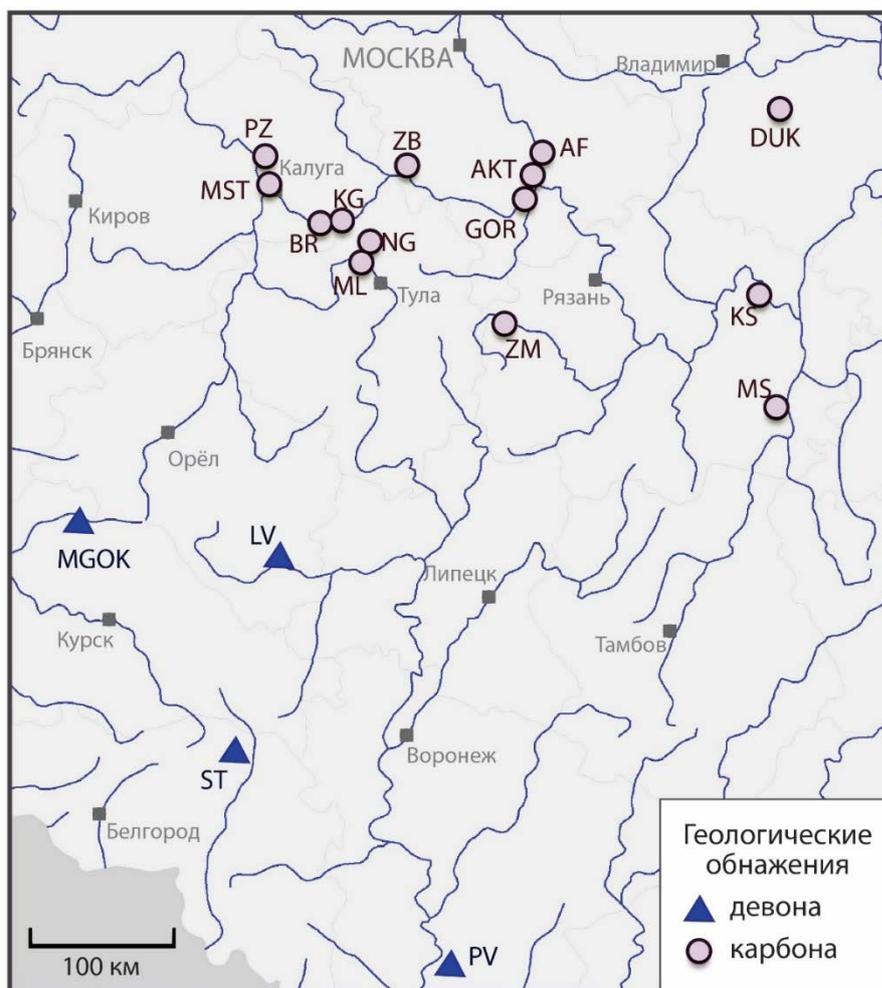


Рисунок 6. Район и объекты исследования.

Обозначения. Карьеры с отложениями девона: PV – Павловский (Шкурлатовский); LV- Ливенка и Горностаевка; MGOK – Михайловский ГОК (Железногорск); ST – Стойленский ГОК (Старый Оскол). Карьеры с отложениями нижнего карбона: ML – Малиновка, NG - Новогуровский; ZB - Заборье; PZ - Полотняный завод; BR - Бронцы; ZM – Змеинка; MST- Мстихино; KG- Курагино. Карьеры с отложениями

среднего/верхнего карбона: GOR – Горы; AF- Афанасьев; DUK – Дюкино; MS- Малый Студенец; KS – Касимов; АКТ –Акатьево.

ВА имеет двухъярусное строение: докембрийский фундамент и осадочный чехол, которые разделены резким угловым несогласием и длительным стратиграфическим перерывом. Мощность осадочного чехла колеблется от первых метров до 1.5 км на флангах. В структуре осадочного чехла выделяются четыре структурно-вещественных комплекса, ограниченные поверхностями угловых несогласий: верхнепротерозойский, палеозойский, мезозойский и кайнозойский (Золотарева 2009).

Отложения девона на данной территории изучаются начиная с 1840 г. Уже на начало 90-х годов 20 века девон склонов ВА был хорошо изучен как в обнажениях, так и в скважинах. Обобщение результатов этих работ дано в монографиях Родионовой с соавт. (1995), Тихомирова (1995), Савко (1988), Шевырев с соавт. (2004) и др. Одним из разносторонне изученных обнажений девона на данной территории расположен на территории Павловского карьера гранитов, который приурочен к Малой гряде граносиенитов Шкурлатовского рудного поля. Разработки в карьере ведутся начиная с 1975 г.

Территория, на которой располагается Павловский карьер, представляет собой восточный склон ВА. Нижеприведенные сведения по геологии девона данного месторождения базируются на материалах отчетов геологической службы карьера (Беляева, Самусина 1961; Быков с соавт. 1975; Щеголев, Савко 1988; Звонарев с соавт. 2006), и также работах Быкова и Канцера (1996), Бурдастых (2003), Карповой (2003,2004), Раскатовой (2004), Алексеевой с соавт. (Alekseeva et al. 2016)

Девонские отложения (ардатовский и ястребовский горизонты), вскрытые в Павловском карьере залегают субгоризонтально на кристаллических породах архейско-протерозойского фундамента, верхняя часть которого сильно преобразована выветриванием. Поверхность фундамента осложнена

куполовидными выступами гранита, наличие которых определяет мощность девонских отложений, находящуюся в пределах 2.5 м - 25 м.

В нижней части отложения девона представлены прибрежно - морскими отложениями: переслаиванием глинистых сланцев, тонкозернистого песчаника и слоями, сложенными карбонатными конкрециями (сидеритом). На основании находок морской фауны (брахиоподы, фрагменты панцирных рыб, ругозы и другие кораллы) отложения отнесены к старооскольскому горизонту живецкого яруса (Беляева, Семусина 1961; Быков с соавт.1975). В пределах этих отложений обнаружен горизонт, сложенный крупными (7-10 см в диаметре) онколитами. Ранние исследования и сохранившиеся образцы пород, слагающих территорию Павловского карьера (Беляева, Семусина 1961; Карпова 2003; устное сообщение сотрудника геологической службы карьера – Н.Т.Трюфановой ; экспонаты музея Павловского карьера) свидетельствуют, что в центре его располагались биогермы (в настоящее время уничтоженные разработками). Эти постройки содержали богатейшую рифовую фауну. Рифовые постройки, онколиты, остатки панцирных рыб свидетельствуют в пользу мелководности морского бассейна. Морские конкреции, карбонаты в онколитах, цемент в слоях сланцев и песчаника представлены сидеритом (Рисунок 7). Сланцы и песчаники содержат глину в пределах 16-40%, преимущественно каолинитового

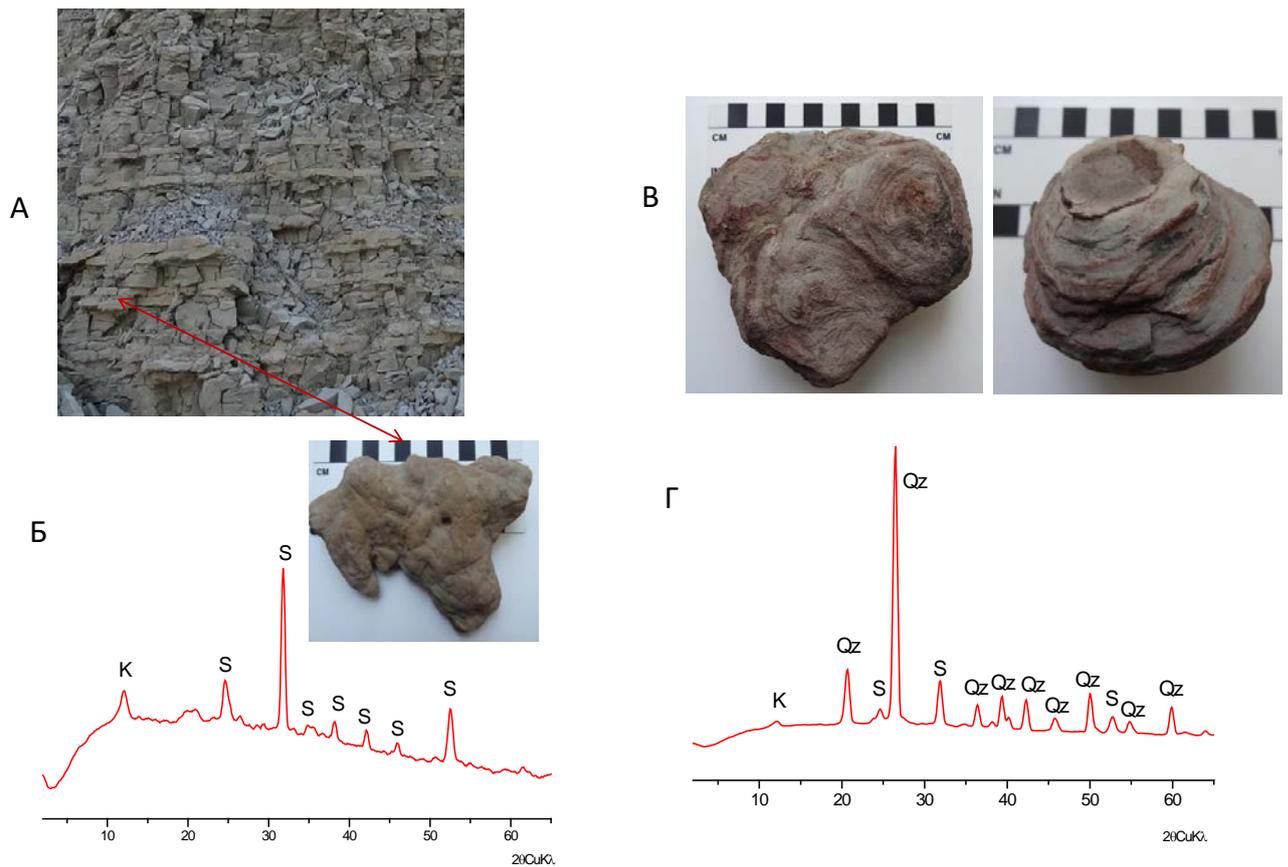


Рисунок 7. Павловский карьер. Морские отложения девона: А - морские карбонатные конкреции (фото); Б - рентгендифрактограмма конкреции; В- строматолиты (онколиты) (фото); Г - рентгендифрактограммы онколита.

Обозначения: К- каолинит, S – сидерит, Qz- кварц.

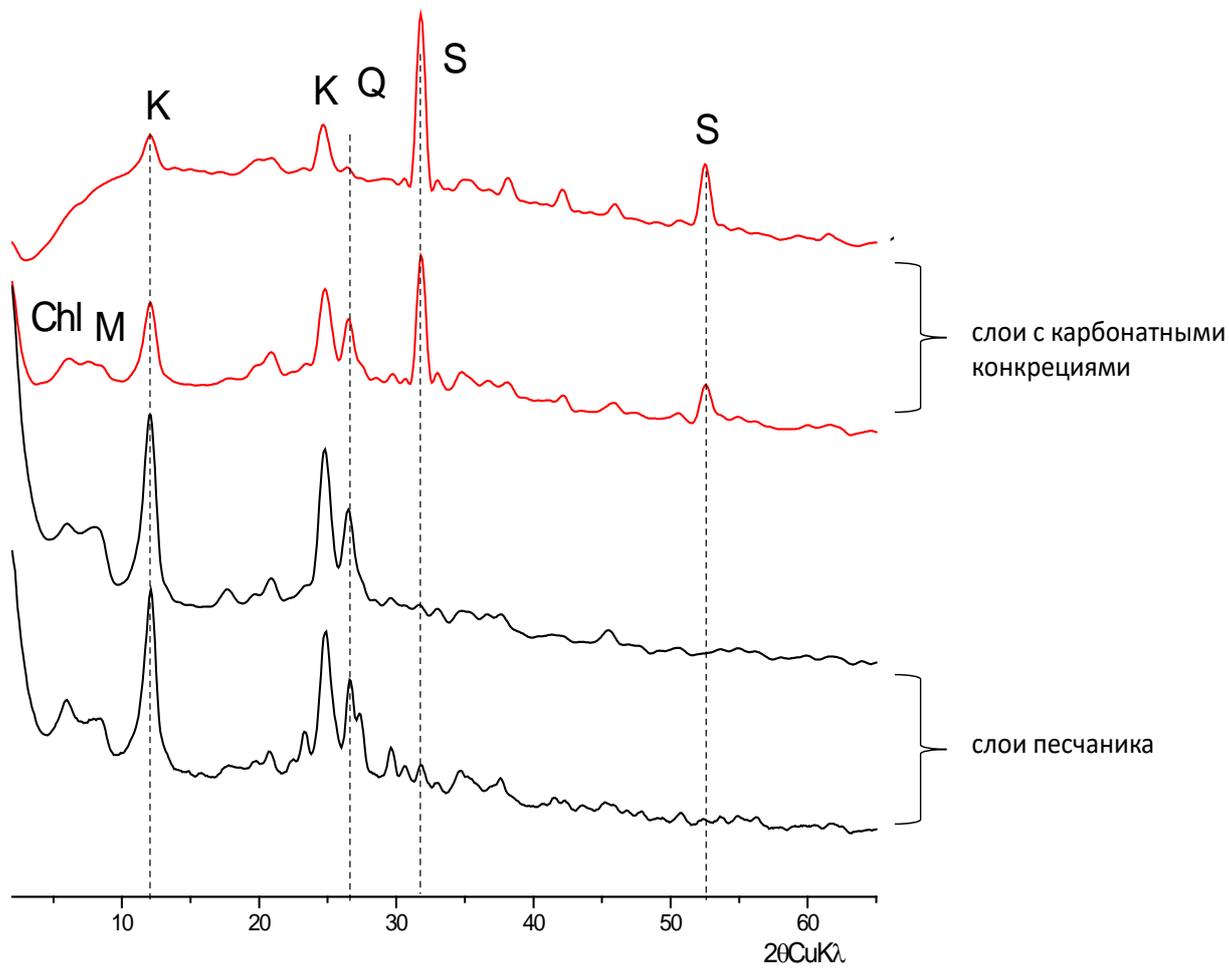


Рисунок 8. Павловский карьер. Рентгendifрактограммы слоистых морских отложений среднего девона.

Обозначения К- каолинит, S – сидерит, Q- кварц, М - слюда, Chl- хлорит.

состава (Рисунок 8). Кровля морских отложений размыта и, как правило, обогащена обугленным растительным детритом.

Отложения этого возраста распространены на территории карьера повсеместно, их максимальная мощность достигает 5.5 м. Палеогеографическая обстановка территории, прежде всего рельеф фундамента и тектонические факторы обусловили фациальную микрizonaльность этих отложений (Карпова 2003, 2004; Милаш 2011, 2016, 2018; Милаш, Савко 2017). Е.В.Карпова (2003) выделяет 9 фаций и отмечает, что после перерыва в муллинское время, с началом франского века фациально-палеогеографическая обстановка оказалась в целом унаследованной от ардаатовской. М.Г.Раскатова (2004) выделяет микрофацию открытого побережья, рифовую микрофацию и тыловую микрофацию угленосных глин. Последняя представляет собой отложения дельт, лагун и мелководного внутреннего шельфа. В живетский век речные выносы в море находились в районе южной стенки карьера (Карпова 2003). Они включают слои аргиллитов, глин и песчаников. Источником материала служили породы кристаллического фундамента и развитые по ним коры выветривания.

Авторы (Родионова с соавт. 1995; Трофимов 1995; Быков, Канцеров 1996; Бурдастых 2003; Карпова 2003) отмечают повсеместное присутствие в отложениях живета (микро)конкреций пирита, а также сидерита в виде гальки, валунов, цемента, панцирей со *Skolithos* и др. выделений, который рассматривается как диагенетический минерал осадков, сформированных в бассейнах с резко пониженной соленостью (Трофимов 1995), либо в условиях периодического обмеления подвижного морского мелководья (Карпова 2003).

Выше несогласно горизонтально залегают неморские ардаатовские и далее - ястребовские отложения. Они имеют признаки седиментационных перерывов. Особенно значительным был предьястребовский перерыв, когда из местного разреза выпала верхнеживетская муллинская свита. Кровля девона размыта и перекрывается отложениями верхнего мела (сеноманским и туронским ярусами), плейстоцена и голоцена общей мощностью около 35 м (Беляева, Семусина 1961;

Быков с соавт. 1975; Щеголев, Савко 1988; Звонарев с соавт. 2006; Савко 2002; Раскатова 1990, 2004; Милаш 2018).

Отложения ястребовской свиты распространены в карьере локально: в пределах юго-западной стенки карьера и в виде линз - на южной и северо-восточной. На участках выступов куполов гранита отложения этого горизонта отсутствуют (Быков, Канцеров 1996). Характерный облик пород ястребовской свиты определили продукты эксплозивной вулканической деятельности. На территории Воронежской антеклизы И.Н.Быков и В.А.Канцеров (1974, 1996) выделяют 6 стадий вулканической деятельности. Она соответствовала щелочно-базальтовому скрыто-вулканическому типу (т.н. трубки взрыва) в прибрежной части эпиконтинентального моря и лагун. А.В. Бурдастых (2003) полагает, что к востоку и юго-востоку от Шкурлатовского месторождения существовало более 10 вулканических аппаратов, из них 3 находились в непосредственной близости (Рисунок 9). Выделяются следующие типы пород, характерные для данной свиты: песчаники, глины (аргиллиты) и вулканогенно-осадочные породы (туффиты, туфопесчаники, туфогравелиты). В целом формирование пород ястребовского так же как и ардатовского горизонта, происходило в прибрежно-равнинных и прибрежно-морских условиях. (Милаш 2016, 2018).

Результаты изучения спор в отложениях девона Воронежской антеклизы в том числе в отложения, вскрытых в Павловском карьере, опубликованы в работах Л.Г. Раскатовой (1969), М.Г. Раскатовой (1990, 2004, 2010), А.А.Щемелининой (2013, 2017). Базируясь на комплексах спор М.Г. Раскатова делает вывод о том, что как характер высшей флоры раннего франа, так и его фациально - палеогеографические обстановки унаследованы от живетского (ардатовского) времени. Последнее подчеркивает и Карпова (2003) на основании результатов литолого-фациального анализа отложений, вскрытых в стенках Павловского карьера.

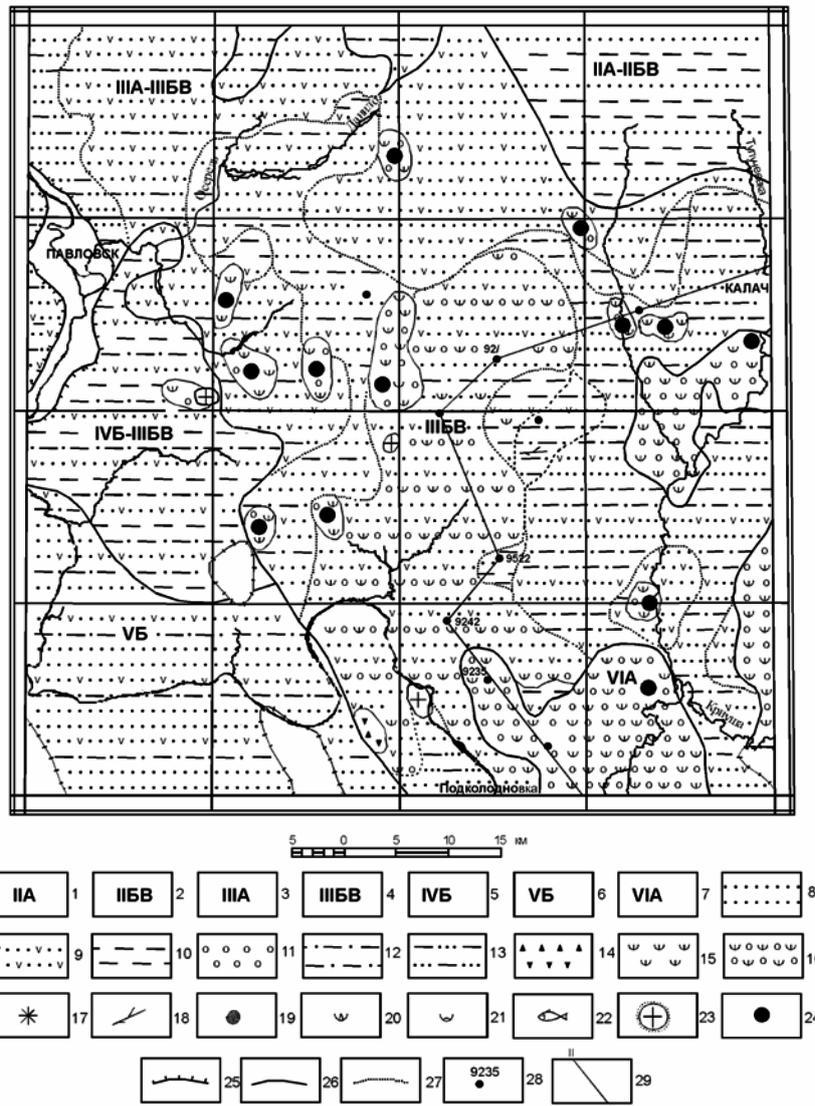


Рис. 1. Литолого-фациальная карта ястребовской свиты: Фациальные обстановки. Мелководно-морская, нормальной солёности, с активностью гидродинамического режима: 1 – слабой, 2 – средней и высокой, с преобладанием средней. Прибрежно-морская, нормальной солёности, с активностью гидродинамического режима: 3 – слабой, 4 – средней и высокой, с преобладанием средней, 5 – лагунная и лиманная, мелководная, опресненная. Континентальная: 6 – аллювиальная (нерасчленённая), 7 – отложения надводных вулканических построек. Породы: 8 – песчаники разнозернистые, в основном мелко-, среднезернистые, 9 – песчаники вулканомиктовые разнозернистые (от мелко- до грубозернистых), 10 – глины, аргиллиты, часто с улефицированными растительными остатками, 11 – гравий, 12 – алевролиты, 13 – алевропесчаники, 14 – туфы щелочно-базальтового состава, 15 – туффиты цементированные, 16 – туфоконгломераты, туфогравелиты. Включения: 17 – ожелезнение, 18 – растительные остатки, 19 – гастролиты, 20 – брахиоподы, 21 – остракоды, 22 – остатки рыб, 23 – выходы пород докембрия в кровле ястребовской свиты, 24 – предполагаемые жерла вулканических аппаратов. Границы: 25 – распространения ястребовской свиты, 26 – фациальных зон, 27 – фациальных подзон. Другие обозначения: 28 – поисковые скважины, пробуренные на алмазы, 29 – линия профиля.

Рисунок 9. Расположение вулканических аппаратов в окрестностях г. Павловск на литолого-фациальной карте отложений ястребовской свиты (по Бурдастых 2003).

Все перечисленные выше авторы отмечают, что отложения девона на данной территории часто содержат скопления углефицированного детрита в виде линз и прослоев, скопления обуглившейся древесины, крупные остатки растений (фрагменты стеблей и стволов), отпечатки листьев, остатки водорослевой ассоциации, комплексы миоспор. Признано, что флора девонских отложений Воронежской антеклизы во многом уникальна. Здесь впервые описано новое семейство спонгиофитов с толстой кутикулой - *Bitelariaceae* (Ищенко, Ищенко 1981); прогимноспермовое растение *Tanaitis furcihasta*, gen. et sp. nov. (Krassilov et al. 1987); примитивное сосудистое растение с толстой кутикулой *Istchenkophyton filiciforme* gen. et sp. nov. (Broushkin, Gordenko 2009).

Несмотря на обширную информацию по флоре этого возраста, палеопочвы ранее напрямую не указывались в разрезах девона ЦДП, хотя наличие перерывов в накоплении осадка и экспонирования выше уровня моря на определенных стратиграфических уровнях давно интерпретировались, главным образом, на основании выпадения биостратиграфических зон (Родионова с соавт. 1995; Тихомиров 1995). На следы субаэральной переработки озерно-аллювиальных осадков ястребовской свиты указывает Бурдастых (2003). Карпова (2003) в качестве отдельной фации выделяет фацию древесных торфяных болот.

Помимо палеопочв, на преобладание континентальных условий в ястребовское время указывают фациальные признаки. Для слоев туффита и туфопесчаника характерна сильная боковая изменчивость фаций и мощностей, местами развиты русловые врезы. Остатки морских беспозвоночных из ястребовской свиты неизвестны.

Семь образцов вулканических пород ястребовского горизонта из разных мест юго-западной стенки карьера были отобраны для изучения химического и минерального составов (Таблица 3; Рисунок 10). При разнообразии химического состава его характерными чертами являются преобладание SiO_2 , Al_2O_3 и высокие концентрации Fe_2O_3 (3.14-27.59 %) и TiO_2 (3.27-14.86 %). При этом концентрации CaO и K_2O составляют первые проценты. Минеральный состав пород

свидетельствует о глубокой стадии выветривания: основными минералами являются кварц и каолинит, в некоторых образцах в несущественных количествах присутствуют полевые шпаты.

Чувствительным приемом выявления природы каолинита является оценка степени его структурной упорядоченности методом ИК-спектроскопии (Левых 1988; Солотчина 2009). Высокоупорядоченные каолиниты характеризуется хорошим разрешением спектра в области ОН- колебаний : полоса 3696 см^{-1} имеет высокую интенсивность, разделяются полосы 3669 см^{-1} и 3652 см^{-1} . Для низкоупорядоченных каолинитов характерно снижение интенсивности полосы 3696 см^{-1} ; полосы 3669 см^{-1} и 3652 см^{-1} объединяются в одну широкую компоненту (Левых 1988; Madejova, Komadel 2001; Солотчина 2009; Бортников с соавт. 2013). Принято считать, что первый тип является продуктом выветривания силикатов преимущественно кислых пород; второй – пород среднего и основного составов (Левых 1988).

Изучение образцов вулканических пород методом ИК-спектроскопии показало, что по типу содержащегося в них каолинита они делятся на 2 принципиальные группы: с каолинитом высокой степени упорядоченности, аналогичные каолиниту из коры выветривания гранитов протерозойского фундамента и с каолинитом низкой степени упорядоченности (Рисунки 11,12). Электронно-микроскопическое изучение материала коры выветривания показало, что каолинит с высокой степенью упорядоченности решетки морфологически относится к вермикулярному типу (Рисунок 13).

U-Pb датирование цирконов (SHRIMP-II), выделенных из вулканических пород ястребовского горизонта непосредственно в подошве водораздельного педокомплекса и в кровле девона показали, что возраст первых находится в пределах $0 \text{ \& } 2129 \pm 10$ млн лет, а возраст вторых в пределах $466 \pm 18 \text{ \& } 3154 \pm 15$ млн лет (Рисунки 14, 15). Датировки цирконов из отложений ястребовской свиты Павловского карьера, опубликованные ранее Г. Золотаревой (2009), находятся в

Таблица 3. Химический состав вулканических пород ястребовского горизонта из разных мест юго-западной стенки Павловского карьера (%) (данные XRF)

Номера туфов	1	2	3	5	6	7
Na ₂ O	0.54	2.70	2.88	0.48	1.10	0.45
MgO	0.57	4.21	4.44	0.48	1.48	0.41
Al ₂ O ₃	23.71	10.43	10.65	17.59	24.95	26.87
SiO ₂	61.23	46.09	42.40	72.46	41.09	53.50
P ₂ O ₅	0.23	0.38	0.39	0.08	0.13	0.10
S	0.22	0.07	0.08	0.15	0.29	0.17
K ₂ O	0.51	1.67	2.42	1.04	0.68	0.09
CaO	0.51	1.05	1.28	0.14	0.48	0.24
TiO ₂	3.27	6.47	14.86	1.49	11.42	4.53
V	0.03	0.07	0.12	0.01	0.07	0.04
Cr	0.02	0.07	0.13	0.01	0.07	0.03
MnO	0.04	0.01	0.09	0.01	0.05	0.02
Fe ₂ O ₃	4.80	25.07	27.59	3.14	16.75	5.14

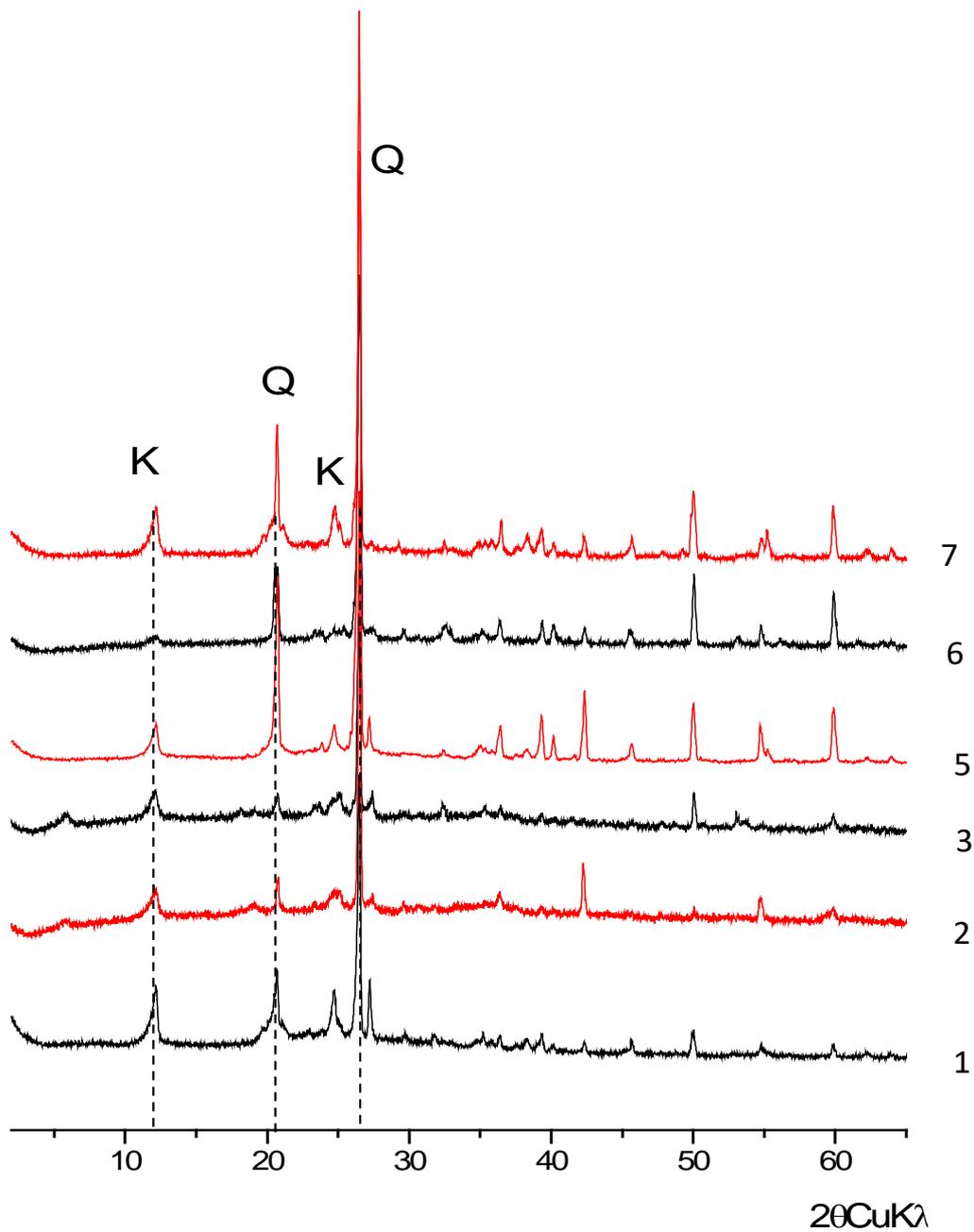


Рисунок 10. Павловский карьер. Рентгendifрактограммы вулканических пород ястребовской свиты.

Обозначения: 1-7 образцы пород; К- каолинит, Q – кварц.

пределах: 1384 ± 31 & 2696 ± 40 млн лет. Полученные результаты свидетельствуют, что в формирование вулканогенно-осадочных отложений ястребовского горизонта были вовлечены породы из разных источников, в том числе коренных (архей и протерозой).

2.3.2. Изученные палеопочвы девона

Обнаруженные в 2010 году в отложениях воробьевско-ардатовской и ястребовской свит Павловского (Шкурлатовского) карьера гранитов палеопочвы изучались по полевым сборам 2010 - 2018 гг. Интенсивные горно-добывающие работы, которые ведутся на территории Шкурлатовского карьера, позволили вести мониторинг пестроты континентальных отложений девона и пестроты почвенного покрова (Алексеева с соавт. 2012, 2013, 2015, 2016; Alekseeva et al. 2013a, 2013b, 2014, 2015, 2016). На Рисунке 16 даны точки обследования юго-западной стенки карьера по годам.

Палеопочвы формируют сложные педокомплексы, состоящие из нескольких (≥ 4) почвенных профилей. Профили характеризуются разной мощностью и разной степенью сохранности. За редким исключением, профили денудированы («обезглавлены»). Педокомплексы занимают водораздел, склон и пойму правого крыла палеорула реки (Рисунок 17). Полевые описания педокомплексов даны в Приложении I.

Полевые исследования 2013-2018 гг. позволили в деталях изучить параметры палеорула реки, в том числе его 3D ориентировку. Оно имеет падение к центру карьера. Его правое крыло более отвесное, левое – пологое. На момент обнаружения в 2013 г. его полуширина составляла около 500 м, глубина – около 15 м. Работа с архивами геологической службы карьера выявила выраженный рельеф поверхности протерозойского фундамента. Он определил различия в мощностях отложений девона, а также рельеф дневной поверхности. В частности, палеоруло располагается между двумя выступами гранитного фундамента. Палеоруло заполнено вулканогенным материалом с большим количеством

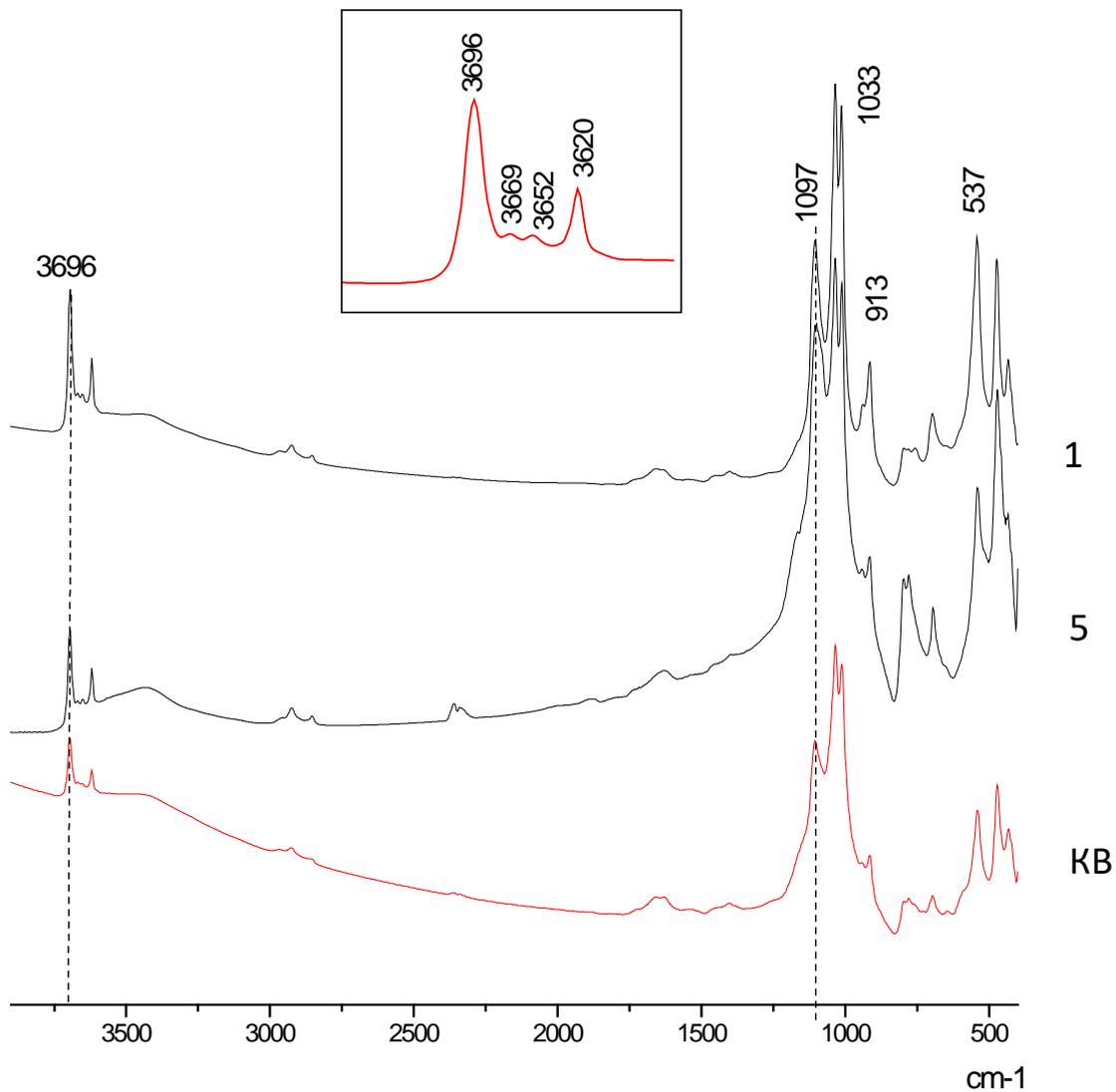


Рисунок 11. Павловский карьер. ИК-спектры образца протерозойской коры выветривания (KB) и образцов вулканических пород 1 и 5. На врезке – участок спектра образца KB.

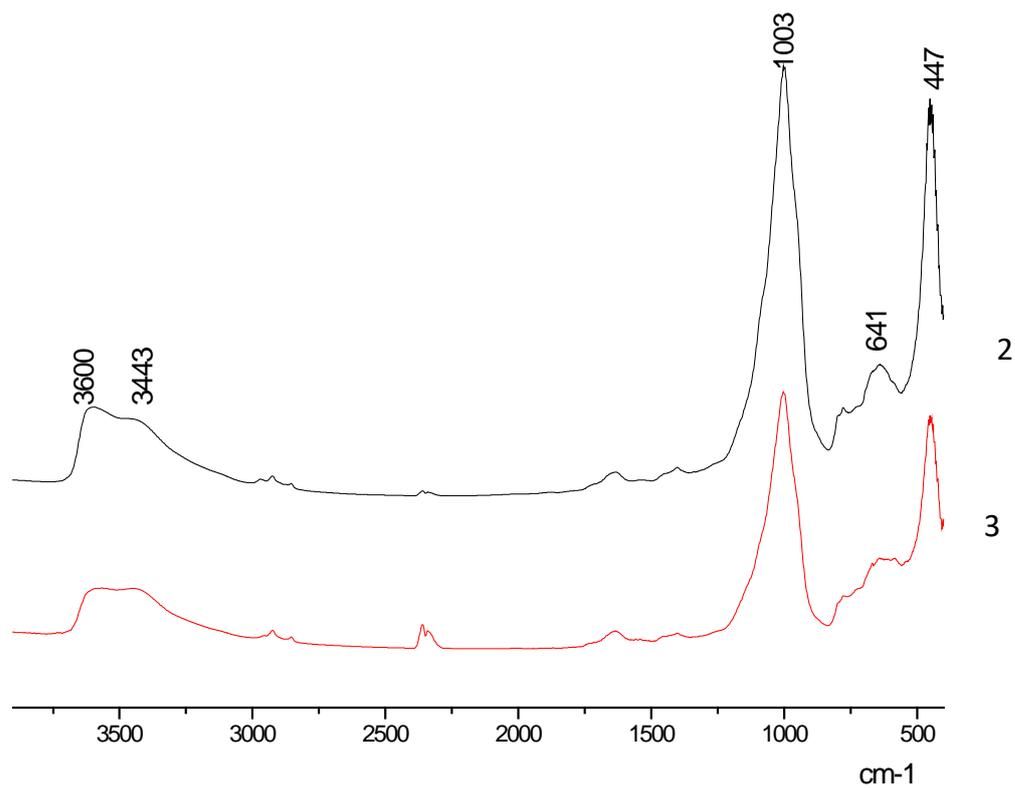


Рисунок 12. Павловский карьер. ИК-спектры образцов вулканических пород 2 и 3.

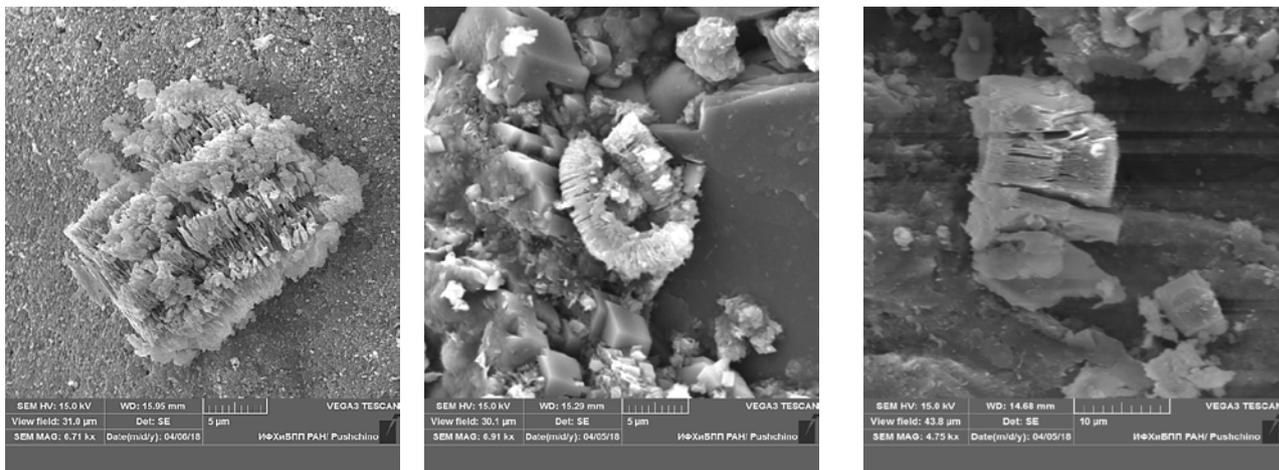


Рисунок 13. Павловский карьер. Вермикулярный каолинит из коры выветривания гранитов (данные СЭМ).

остатков растений, в том числе крупных древесных остатков – стволов и пней. (Рисунок 18). Материал отлагался хаотически в несколько этапов что свидетельствует в пользу катастрофических природных явлений, которые формировали геоморфологический облик территории. Скопления в подчиненных ландшафтах переотложенной древесины свидетельствует о существовании лесов, а, следовательно, и лесных палеопочв на возвышенностях - плакорях. Вулканогенный материал полностью перекрывает пойменный педокомплекс и клиньями внедряется в склоновый педокомплекс. На водоразделе таких внедрений не отмечается.

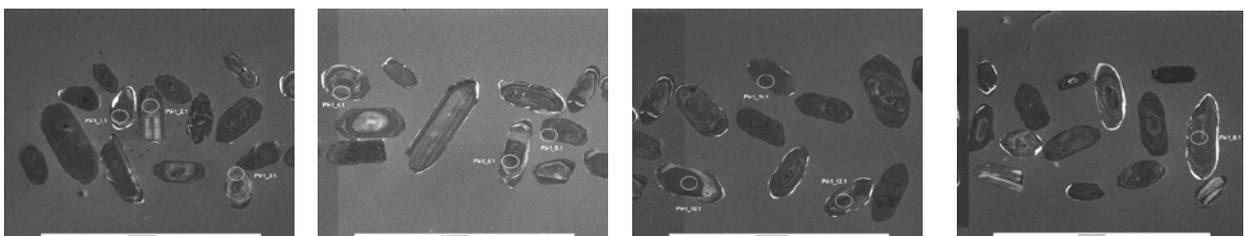
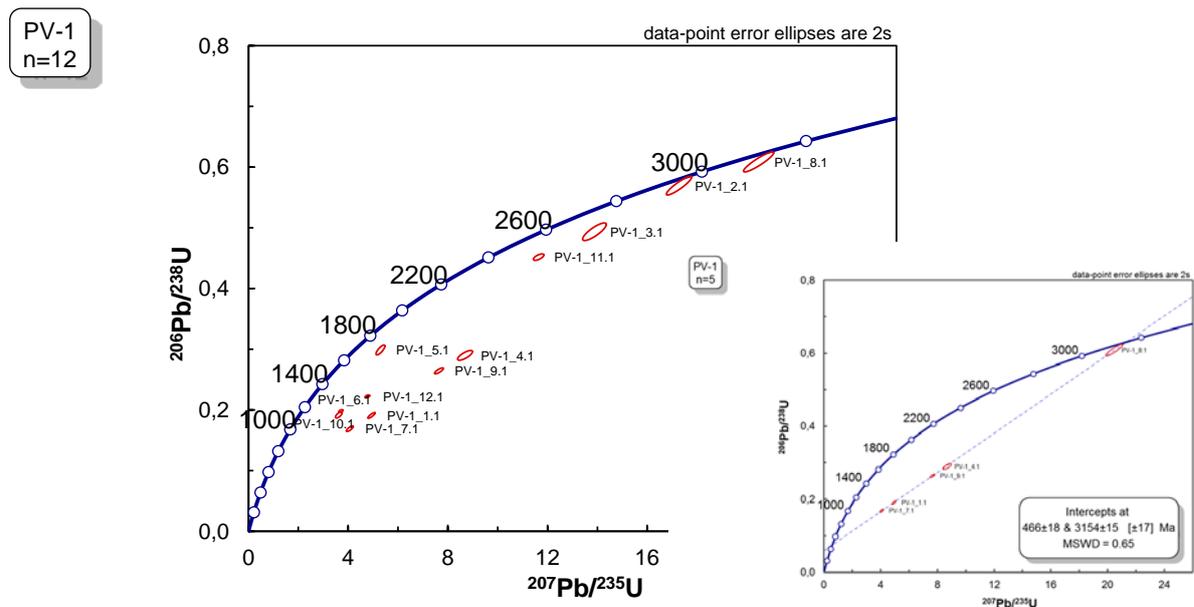


Рисунок 14. Павловский карьер. Результаты SHRIMP-II датирования цирконов, выделенных из вулканогенно-осадочных пород в кровле девона.

Детальное обследование карьера показало, что обнаруженные нами педокомплексы склона и поймы – единственные. Вместе с тем педокомплексы водораздельного (плакорного) типа широко распространены на юго-западной и фрагментарно – на южных стенках карьера в кровле девона на границе с меловыми породами.

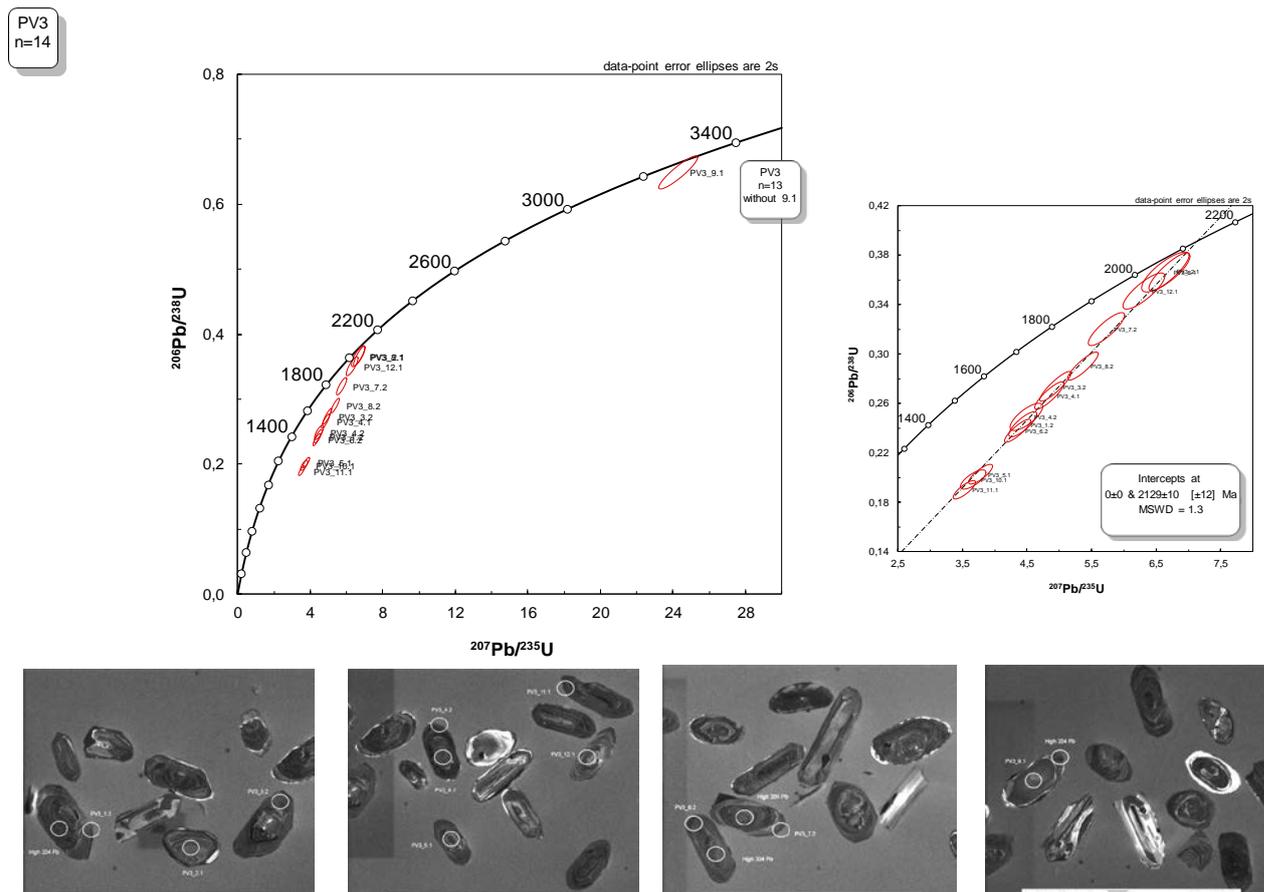


Рисунок 15. Павловский карьер. Результаты SHRIMP-II датирования цирконов, выделенных из вулканогенно-осадочных пород в подошве водораздельного педокомплекса.

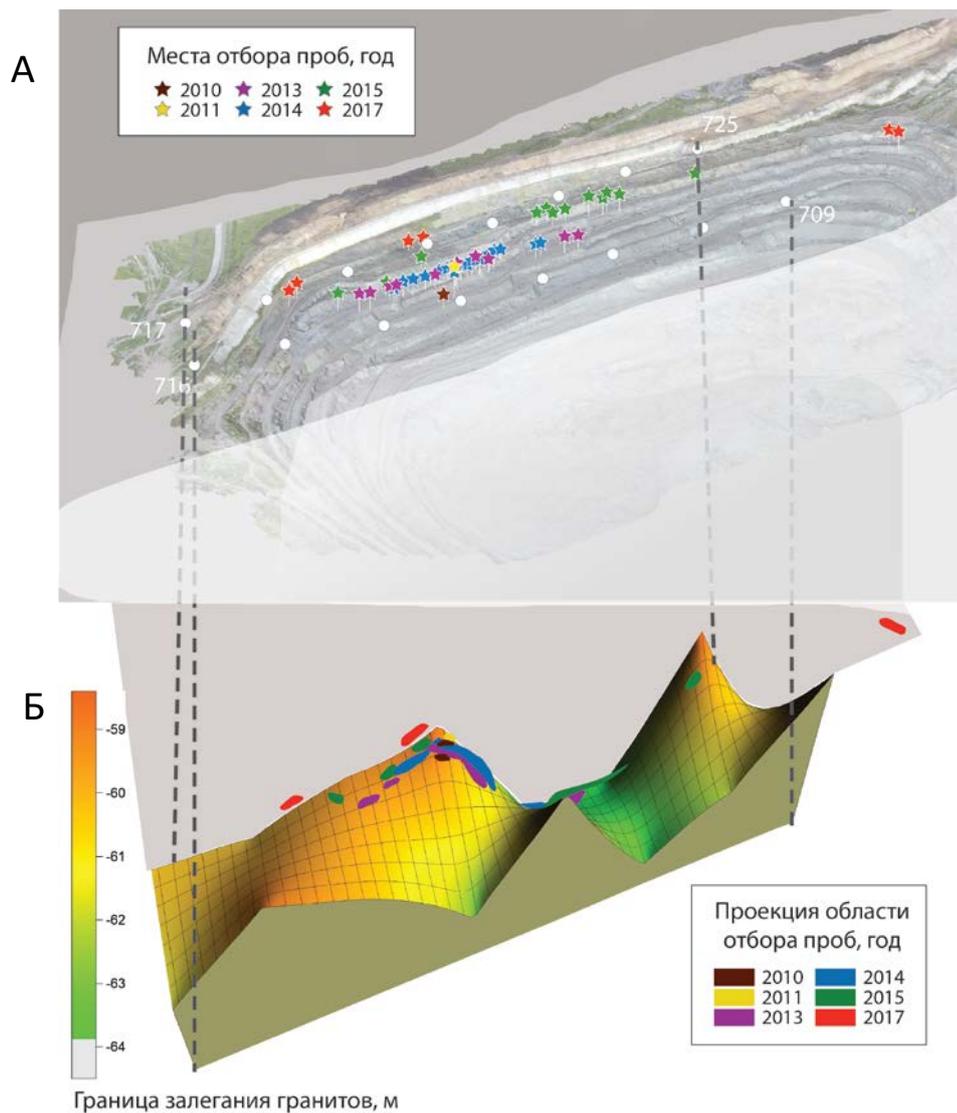


Рисунок 16. Павловский карьер гранитов: А- Точки отбора проб на юго-западной стенке карьера в ходе экспедиций 2010-2018 гг.; Б – рельеф поверхности протерозойского гранитного фундамента по результатам бурения. Точками и номерами обозначены скважины (по данным Быков с соавт. 1975)

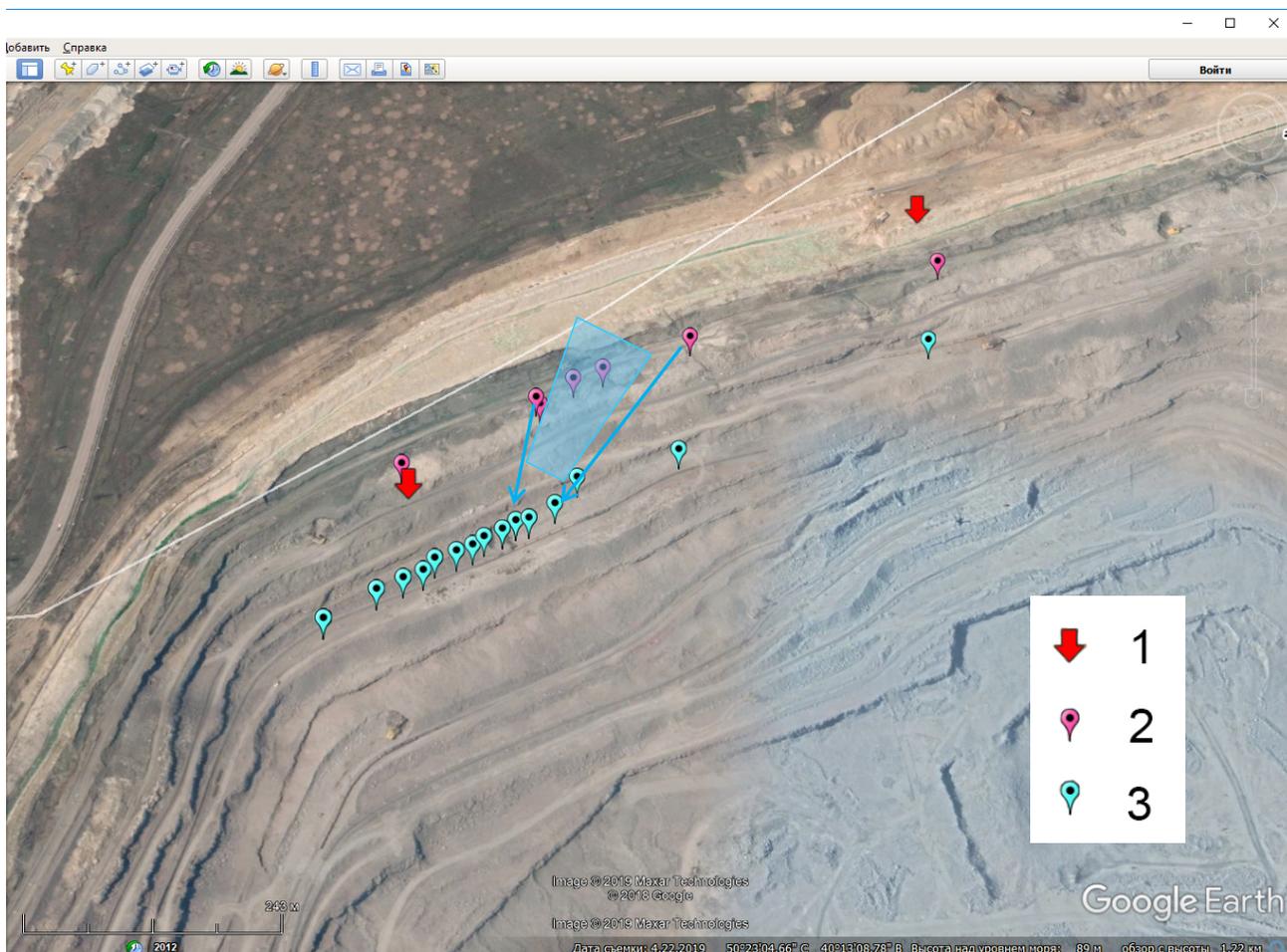


Рисунок 17. Павловский карьер гранитов. Точки отбора проб в 2014 и 2018 гг. На рисунке обозначено положение палеорусла. Обозначения: 1 – выходы пород протерозойского фундамента; 2 – точки отбора 2018 года; 3 – точки отбора 2014 года.

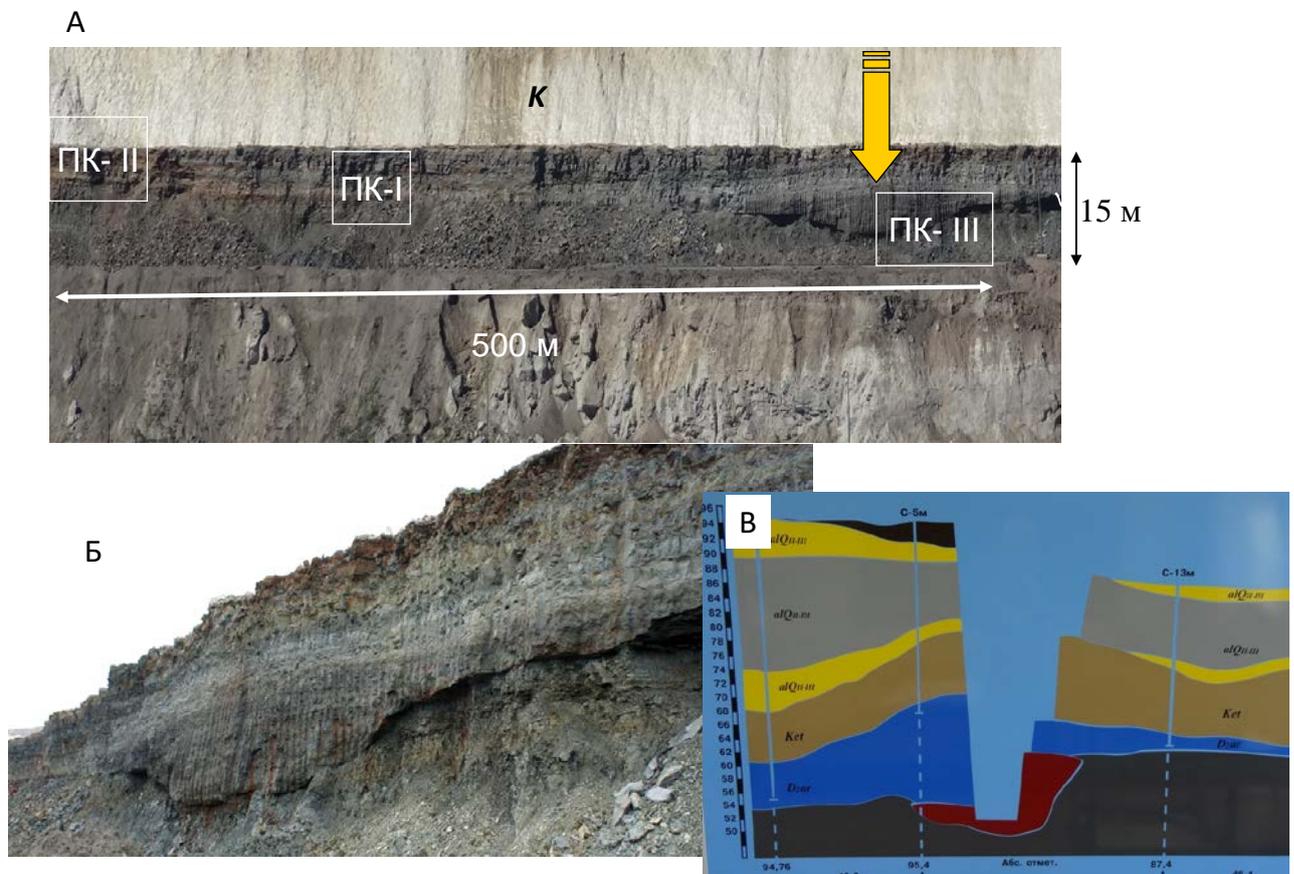


Рисунок 18. Павловский карьер, юго-западная стенка карьера (фото лето 2014 г.): А - палеорусло (обозначено стрелкой) и расположение изученных педокомплексов: I- склоновый; II- водораздельный; III- пойменный. К- отложения сеноманского и туронского ярусов верхнего мела; Б – фрагмент палеорусла, заполненного туфом(фото); В- схематическое строение разреза в карьере Павловского ГОКа.

2.3.3. Изученные палеопочвы карбона

В раннем карбоне изученная территория находилась на северо-восточной окраине Еврамерийского континента, в приэкваториальной зоне. Она представляла собой полуизолированную низменную равнину, времена заливаемую морем. На этапах трансгрессий территорию покрывало теплое мелкое эпиконтинентальное (шельфовое) море. По данным А.С. Алексеева с соавт (Alekseev et al. 1996) глубина этого морского бассейна не превышала 100 м, а его колебания находились в пределах 20-30 м (Рисунок 1). Изучение раннекаменноугольной флоры Московской синеклизы и ее сравнение с одновозрастными (визейскими) флорами Еврамерийского фитогеографического царства (Мейен 1966; Орлова 2001; Мосейчик 2003, 2009) показали ее близость с визейскими флорами Великобритании (~ 80% общих родов), о. Шпицберген и Чехии-Польши (по 68% общих родов). На основании этого флора обозначенной территории была отнесена к Северо-Европейской провинции Еврамерийского фитогеографического царства.

В раннекаменноугольных отложениях на юге Русской платформы установлены горизонты палеопочв, приуроченные к следующим стратиграфическим уровням визейско – серпуховского интервала: верхи и кровля алексинского горизонта, михайловский горизонт (3 уровня), кровля михайловского горизонта, веневский горизонт (2 уровня), кровля веневского горизонта, тарусский горизонт, кровля стешевского горизонта. В целом палеопочвы 22 субаэральных несогласий в отложениях нижнего карбона изучены в период с 2004 по 2016 год в известняковых карьерах Новогуровский, Заборье, Малиновка (Московская область), Полотняный завод, Бронцы, Мстихино, Курагино (Калужская область), Змеинка (Рязанская область) (Рисунок 19).

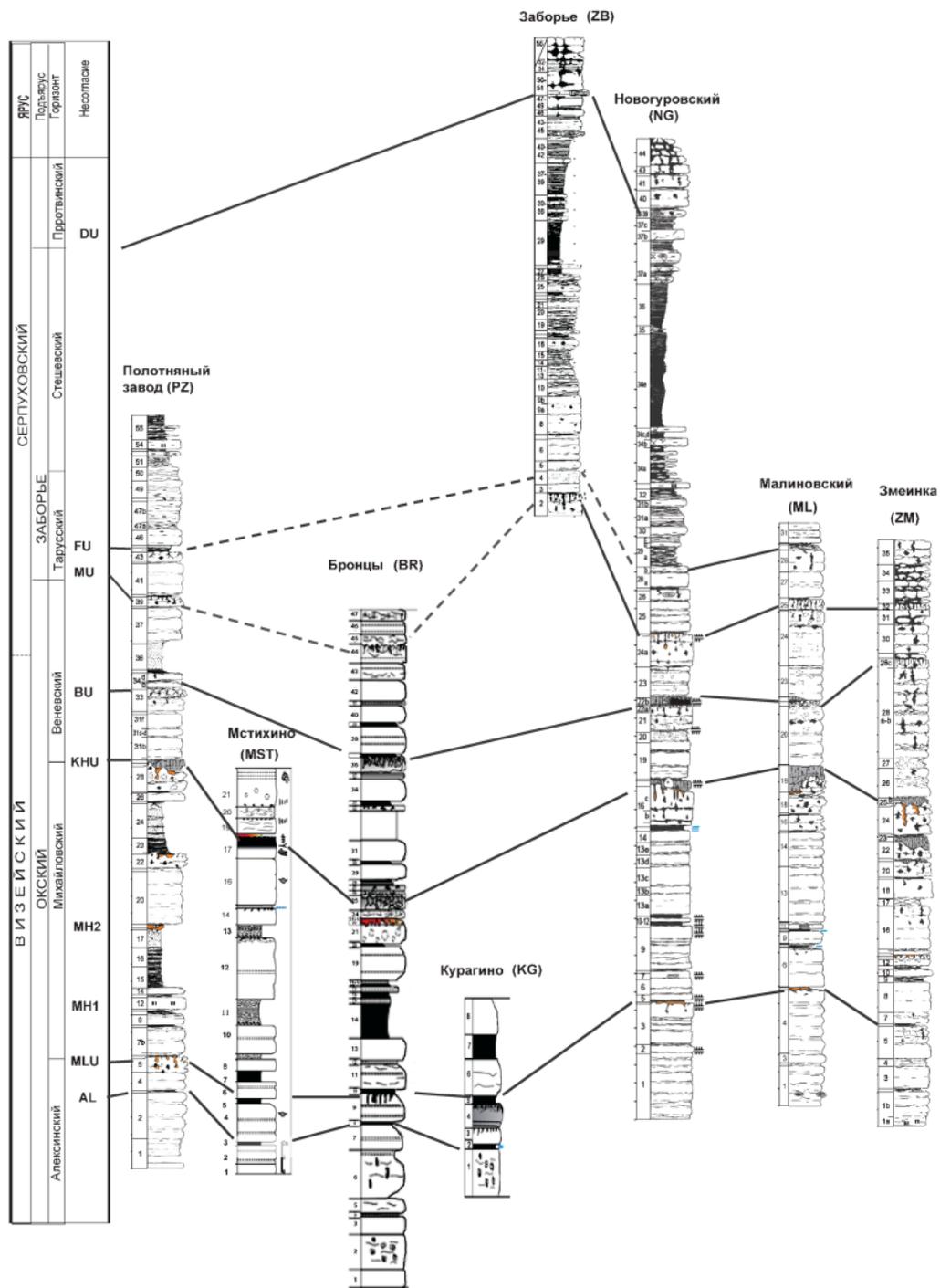


Рисунок 19. Карьеры нижнего карбона Подмосквовного осадочного бассейна с обозначением изученных несогласий. Индексы несогласий по Kabanov et al. (2014).

С началом формирования суперконтинента Пангея в среднем-позднем карбоне изучаемая территория сместилась ~ на 15° к северу от экватора, занимая восточную окраину этого континента.

В средне-поздне каменноугольных отложениях горизонты палеопочв установлены в лопасненской свите каширского горизонта московского яруса в карьере Малый Студенец (Рязанская обл), в пределах подольского горизонта московского яруса в карьерах Горы и Акатьево (Коломенский район Московской обл), в мячковском горизонте московского яруса (карьер «Касимов» Рязанская обл), в гжельском ярусе (карьер Дюкино, Владимирская обл). Они являются частью московских - ниже касимовских мелководных глинисто-карбонатных отложений Московской и севера Рязанской областей. Ранее морфологические и микроморфологические исследования части этих объектов проведены П.Б. Кабановым (Кабанов 2000, 2005; Kabanov 2003, Kabanov, Varanova 2007; Kabanov, Alekseev 2011). Стратиграфическая привязка палеопочв дана на Рисунке 20. Названия несогласий даются по Кабанову с соавт. (Kabanov et al. 2014).

За редким исключением, отложения большинства изученных стратиграфических несогласий представляют собой двучлены, у которых нижняя часть – это морской известняк, перекрытый маломощной терригенной пачкой аллювиально-озерного генезиса (плайа). Как правило, кровля известняка, а часто и более глубокие его уровни, в разной степени преобразованы в субаэральных обстановках. Терригенные пачки представляют собой самостоятельные почвенные тела разного генезиса. Сверху они перекрываются морскими известняками, сформированными на стадии очередной трансгрессии. Исключением является сложное несогласие на границе михайловского и веневского горизонтов (уровень КНУ на Рисунке 19). В нижней части отложения этого уровня, как правило, представлены двучленом, аналогичным вышеописанному, который в несколько этапов перекрыт пресноводными карбонатными (озерными) отложениями. Этот уровень, именуемый «черный ризоидный известняк», «граница Геккера-Швецова»,

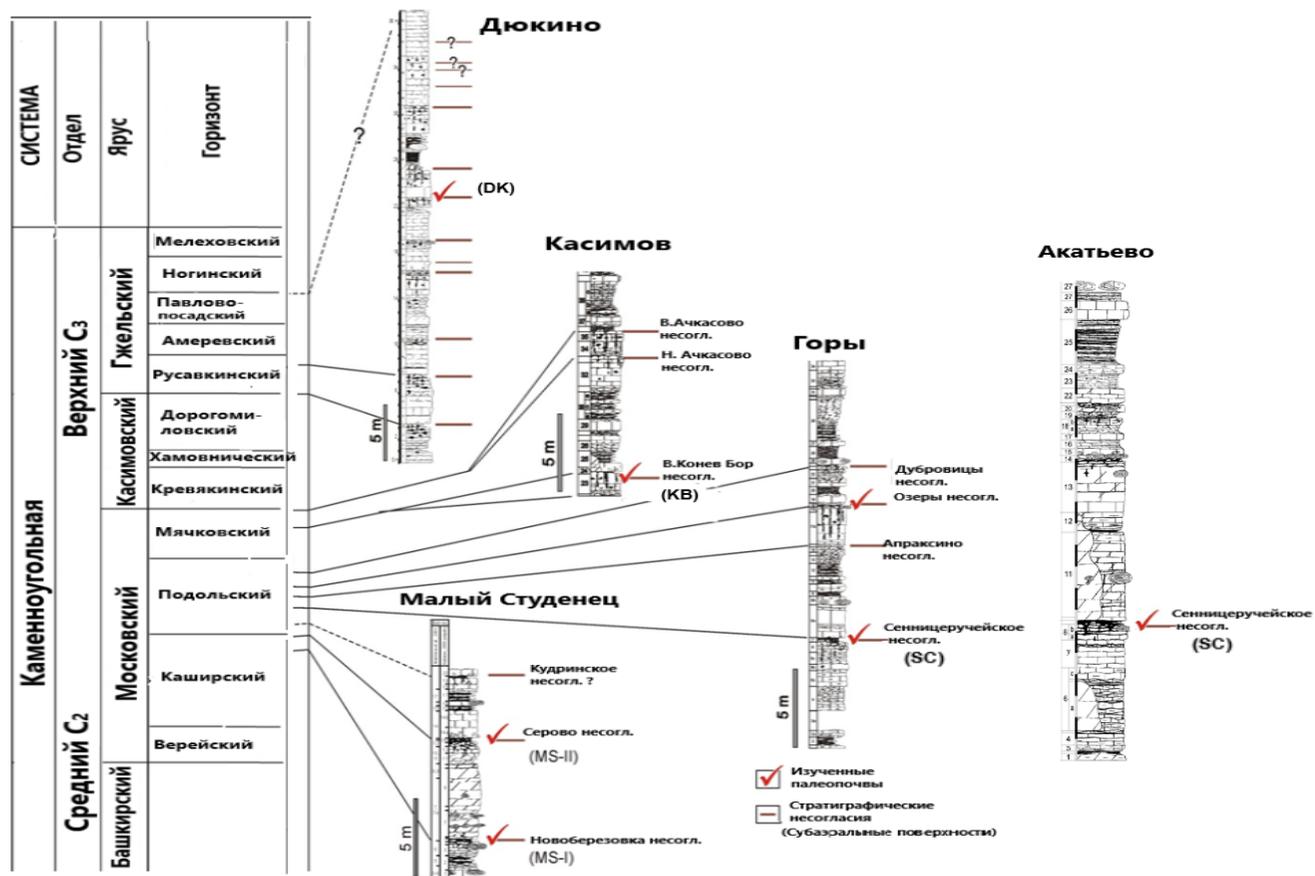


Рисунок 20. Карьеры среднего и верхнего карбона Подмосковского осадочного бассейна с обозначением изученных несогласий. Индексы несогласий по Kabanov et al. (2014).

«Акульшинский палюстринный комплекс» - важная стратиграфическая единица Подмосковных визейских отложений (Kabanov et al. 2014). В карьере «Полотняный завод» на этом стратиграфическом уровне сформирован сложный педокомплекс, состоящий из двух палеопочв разного генезиса (Алексеева с соавт. 2016; Alekseeva et al. 2012, 2016). «Черный» ризоидный известняк также несет черты преобразования в субаэральных обстановках.

Глава 3. Палеопочвы девона и карбона: морфологическая и аналитическая характеристика

3.1. Палеопочвы девона в Павловском карьере гранитов

3.1.1 Склоновый педокомплекс

Как отмечалось выше, обнаруженные в отложениях среднего-верхнего девона в карьере Павловского ГОКа палеопочвенные комплексы занимают водораздел, склон и пойму палеоруслу (Рисунок 21). Морфологическое описание палеопочвенных комплексов дано в Приложении I. Наиболее комплексным и сохранившимся является педокомплекс, сформированный на склоне (педокомплекс I). Он имеет общую мощность 6 м и состоит как минимум из 4 палеопочв (Фототаблица I). Помимо морфологических признаков, на это указывает и распределение величины отношения TiO_2/Al_2O_3 , свидетельствующее о нескольких этапах привноса химически разнородного материала. Нижняя палеопочва (ПП1) сформирована на ардатовских аргиллитах, три вышележащие – на вулканогенно-осадочных породах (туффитах и туфопесчаниках) ястребовской свиты. Палеопочвы (ПП) имеют разную мощность и сохранность профилей. Суммарная мощность двух нижних ПП составляет 150 см. Профиль ПП3 мощностью 60 см является наиболее полным, включает и горизонт органической подстилки. Данное обстоятельство объясняется тем, что сверху профиль перекрыт мощным (до 1 м) слоем плотных аргиллитов. Этот слой не имеет педогенных признаков. Напротив, имеет черты присутствия *Planolites* и редкую морскую фауну. Полагаем, что аргиллит представляет собой осадки эстуариев, отложенные здесь в результате короткого и, по-видимому, катастрофического затопления. Одним из возможных сценариев затопления мог быть связан с вулканизмом в т.ч. подводным, способным вызвать существенный подъем воды, затопление и заиливание территории. Залегающая над аргиллитами палеопочва – ПП4 также сформирована на вулканогенно-осадочных породах, автоморфная и сильно окисленная.

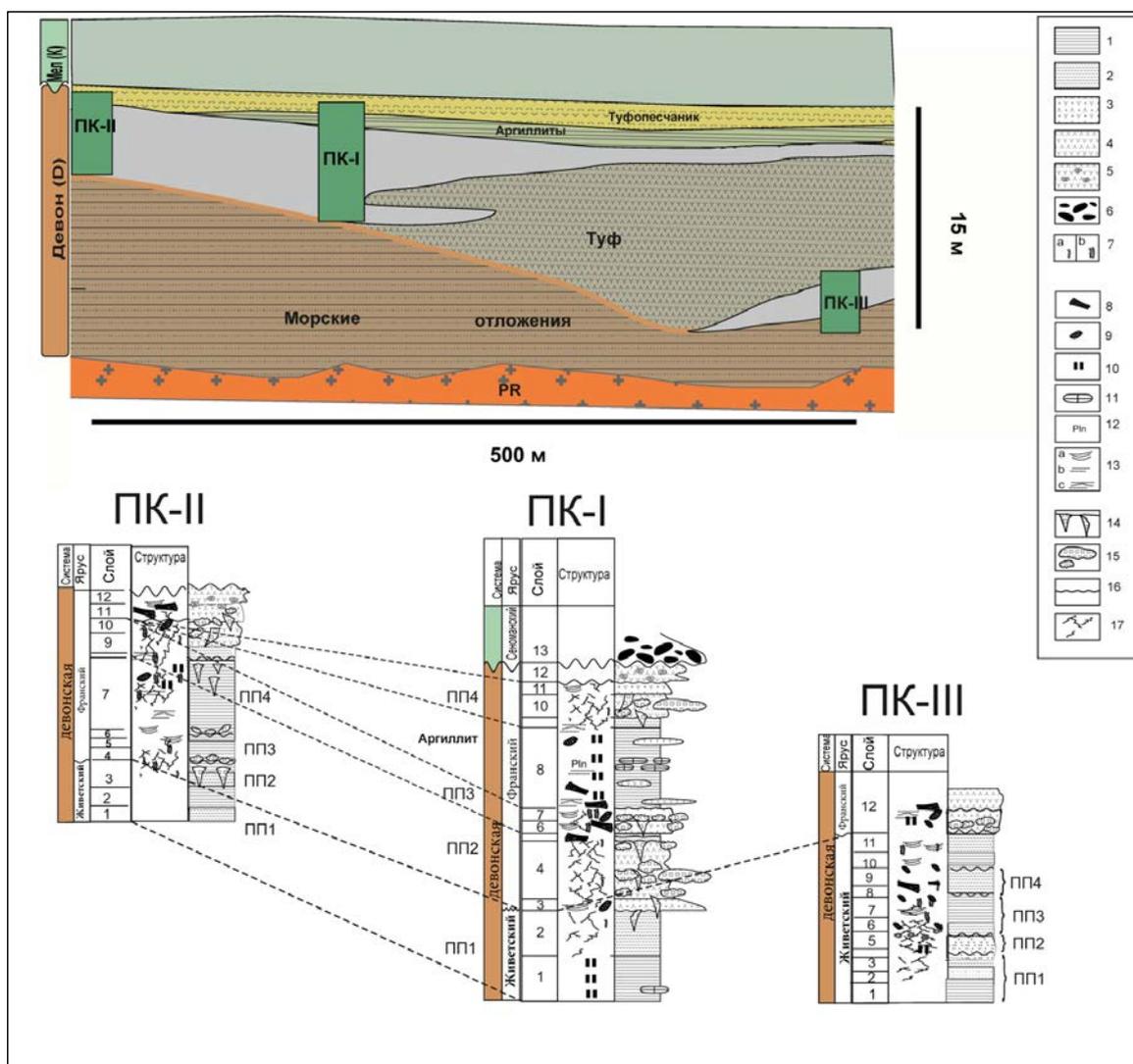


Рисунок 21. Павловский карьер. Схематическое строение педокомплексов (дано не в масштабе) и их привязка к древнему рельефу.

Легенда. 1 - серый аргиллит, богатый углефицированным детритом; 2 - пятнистый красно-серый аргиллит; 3 - туфопесчаники и тонко-зернистые конгломераты; 4 - зеленоватые туфиты; 5 - выветрелые охристые бокситоносные туфиты; 6 - фосфоритовые конкреции; 7 - сидерит-лимонитовые ризолиты : (а) тонкие, 1-3 мм; (b) до 3 см в диаметре, с толстыми концентрическими чехлами; 8 - крупные (> 2 см) углефицированные растительные фрагменты; 9 -фрагменты угля; 10 -обильный углистый детрит; 11 - сидеритовые конкреции; 12 - следы *Planolites*; 13 - слоистость: (а) диагональная; (b) горизонтальная; (с) комбинированная; 14 - сидерит-лимонитовые клинья; 15 - выветрелые вулканические лапилли и бомбы; 16 -седиментационные несогласия; 17 -брекчии, зеркала скольжения.

Палеопочвы комплекса имеют следующие сходные визуальные признаки: наличие горизонтного строения, органических остатков, инситных корней и корневых систем разной сохранности, кутан на поверхностях отдельностей, почвенные карбонатные конкреции и ряд др. В подошвах всех палеопочв данного педокомплекса имеется красный, обогащенный гематитом горизонт. Его мощность и степень пропитки гематитом в изученных профилях существенно разнятся.

Профили дифференцированы по гранулометрическому составу, содержанию карбонатов и органического вещества (ОВ). Гранулометрический состав ПП1 тяжелый, остальных – легкий, преобладает фракция среднего песка (Рисунок 22). Карбонаты представлены сидеритом (FeCO_3). Органическое вещество визуально представлено растительными макрофрагментами, в т.ч. древесными остатками, ризолитами, углефицированным детритом, спорами хорошей сохранности (Фототаблица I).

Характерной чертой профилей ПП1 и ПП2 является наличие желваковых образований цвета охры ($2.5 \text{ Y } 4/4$). Желваки, как правило, имеют округлую форму; размер колеблется от первых см до 10 и более см. Снаружи они покрыты ориентированными глинистыми кутанами - «рубашками». Кутаны имеют вертикальную ориентацию, их материал сложен каолинитом. Наличие глинистых кутан отражает процесс иллювиирования глины – лессиваж.

Процессы суспензионной миграции приводят к текстурной дифференциации профиля почвы. Необходимыми условиями развития этого процесса являются хотя бы периодическое промывание профиля гравитационным потоком влаги, а также способность силикатного материала к мобилизации и миграции (Бронникова, Таргульян 2005; Бронникова, 2008). Основной минерал желваков - сидерит (FeCO_3), дополнительно они содержат гетит и кварц. Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ сидерита облегчен и изменяется в пределах от -7.8 до -11.9 ‰, что говорит в пользу его неморского происхождения.

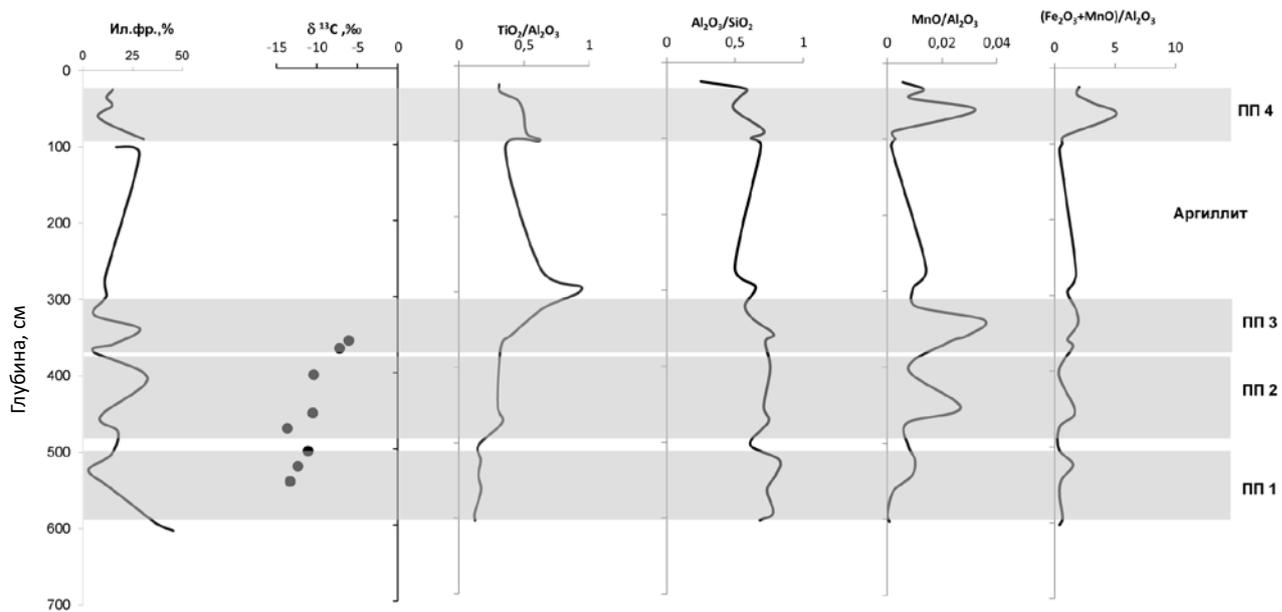


Рисунок 22. Павловский карьер. Склоновый педокомплекс. Базовые характеристики палеопочв ПП1-ПП4.

Анализ их морфологического строения желваков показал, что в центральных частях новообразований присутствуют ожелезненные остатки корней растений диаметром до 2- 3(4) см, вокруг которых шло активное образование сидерита. Таким образом, желваки являются одной из форм захоронения корней. Причем их формирование обусловлено процессами наложенного почвообразования – этапа следующего уже за этапом формирования первого во времени почвенного тела. Не исключено, что своим формированием они обязаны процессам, протекающим уже в вышележащей палеопочве. Наличие ходов корней, огибающих поверхности желваков может свидетельствовать, что уже во время формирования профиля почвы желваки имели плотное сложение и четко обособливались во вмещающей толще. Все это позволяет рассматривать зону активного формирования и накопления сидерита по корневым остаткам с формированием крупных структурных отдельностей как характерный для этих палеопочв процесс. При этом выделения сидерита не образуют сплошного пропиточного горизонта аккумуляции, типа шохового, что указывает на отсутствие водоупорного и/или геохимического барьера на этих глубинах, т.е. его формирование связано с локальным присутствием здесь органического вещества (Фототаблица I D-E).

Наряду с описанными желваками почвенного генезиса, ПП2 и ПП4 ястребовского возраста имеют включения кусков сильно выветрелой лавы. Внешне - по цвету, форме, наличию глинистых рубашек. они напоминают сидеритовые желваки. Но в отличие от них имеют оолитовое строение, гетитовый состав, признаки корневых включений отсутствуют. Эти включения, являющиеся легкодоступным источником многих химических элементов, оказывающие влияние на дренажные характеристики почвенного тела рассматриваются как важная составляющая почвенного тела.

Одним из ярких педогенных признаков описываемых палеопочв являются ризолиты (Фототаблица I B-C). Они чаще всего замещены сидеритом и гетитом, фрагментарно – пиритом и углефицированным органическим веществом, фрагментарно сохраняют строение тканей. Результаты детального изучения ризолитов даны в Главе 5.

В минеральном составе валовых образцов всех палеопочв педокомплекса доминирует каолинит (Рисунок 23). Максимальное его количество и высокая степень упорядоченности решетки характерна для ПП1 в подошве педокомплекса, сформированной на переотложенной коре выветривания гранитов. Рентгендифрактограммы этих образцов помимо основных базальных (7.16; 3.57; 2.38 Å и т.д.) пиков каолинита содержат пики «общего положения» - 4.36 Å (110) и 4.18 Å (111) (Левых 1988, Солотчина 2009). Различия в степени упорядоченности структуры каолинита палеопочв были дополнительно оценены по ИК-спектрам (Рисунок 24). В ПП2 и ПП3 с облегчением гранулометрического состава и сменой источника материала преимущественно на вулканогенный в образцах растет доля кварца, появляется ильменит, степень упорядоченности каолинита падает. В образцах из корневых горизонтов и горизонтов, содержащих Fe- конкреции содержатся сидерит и гетит в разных пропорциях; в «красных» горизонтах - гематит.

По минеральному составу илистой фракции все без исключения ископаемые почвы данного педокомплекса схожи: выделяются горизонты с практически мономинеральным – каолинитовым составом и двухкомпонентные - каолинит – гетитовые (Рисунок 25).

В профилях палеопочв отмечается существенное увеличение величины отношения MnO/Al_2O_3 и Fe_2O_3+MnO/Al_2O_3 , которые рассматриваются как индикатор интенсивности почвообразования и индикатор степени окисленности материала, соответственно (Рисунок 22). Процессы выветривания затрагивают и устойчивые в зоне гипергенеза минералы, такие как кварц (Рисунок 26).

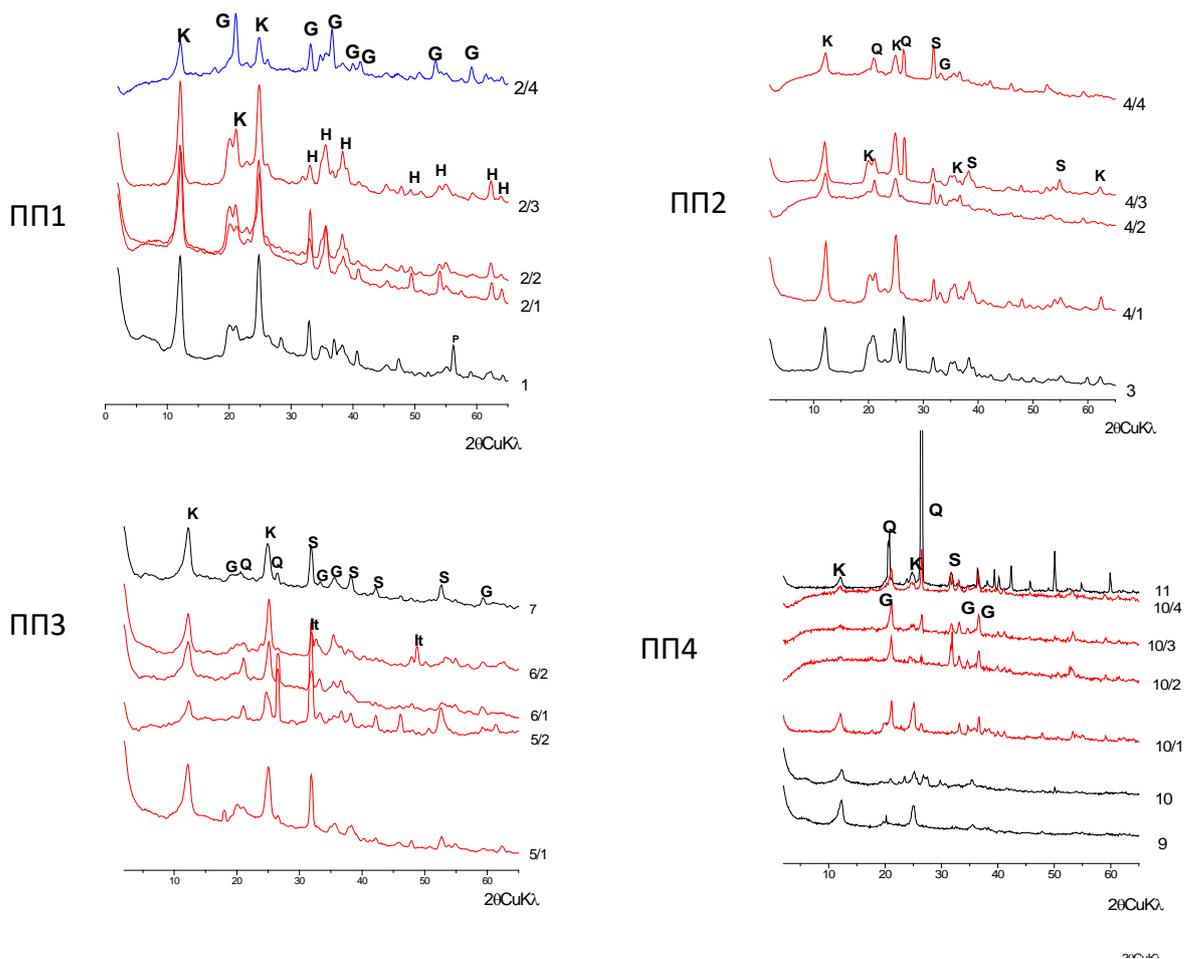


Рисунок 23. Павловский карьер. Склоновый педокомплекс. Минеральный состав валовых образцов палеопочв ПП1-ПП4 с указанием номеров слоев изученного педокомплекса (данные рентгеновской дифрактометрии).

Обозначения: красный цвет - горизонты палеопочв, черный и синий – подстилающие/перекрывающие отложения. К- каолинит, G – гетит, Q – кварц, S- сидерит, H- гематит, It- ильменит.

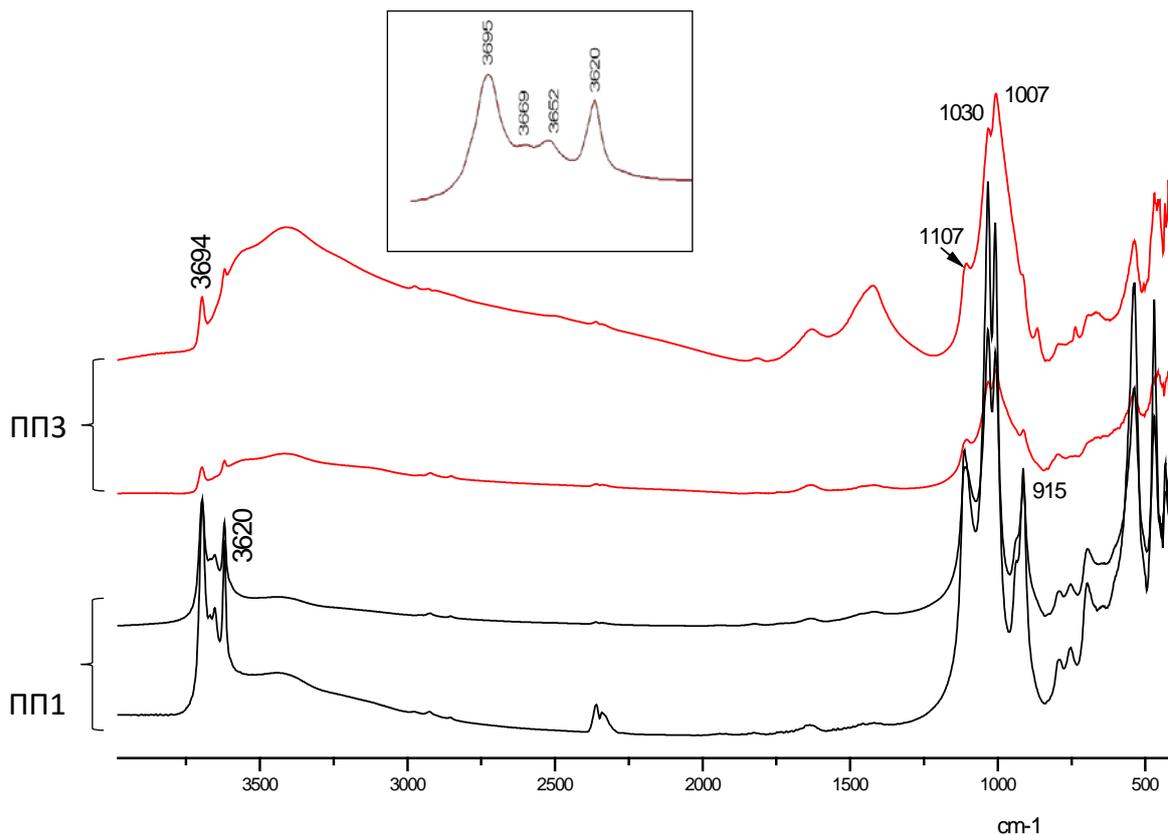


Рисунок 24. Павловский карьер гранитов. Склоновый педокомплекс. ИК спектры валовых образцов ПП1, сформированной на переотложенной коре выветривания гранитов и ПП3, сформированной на туфо-песчанике.

На врезке – участок спектра образца ПП1 демонстрирует высокую степень упорядоченности каолинита.

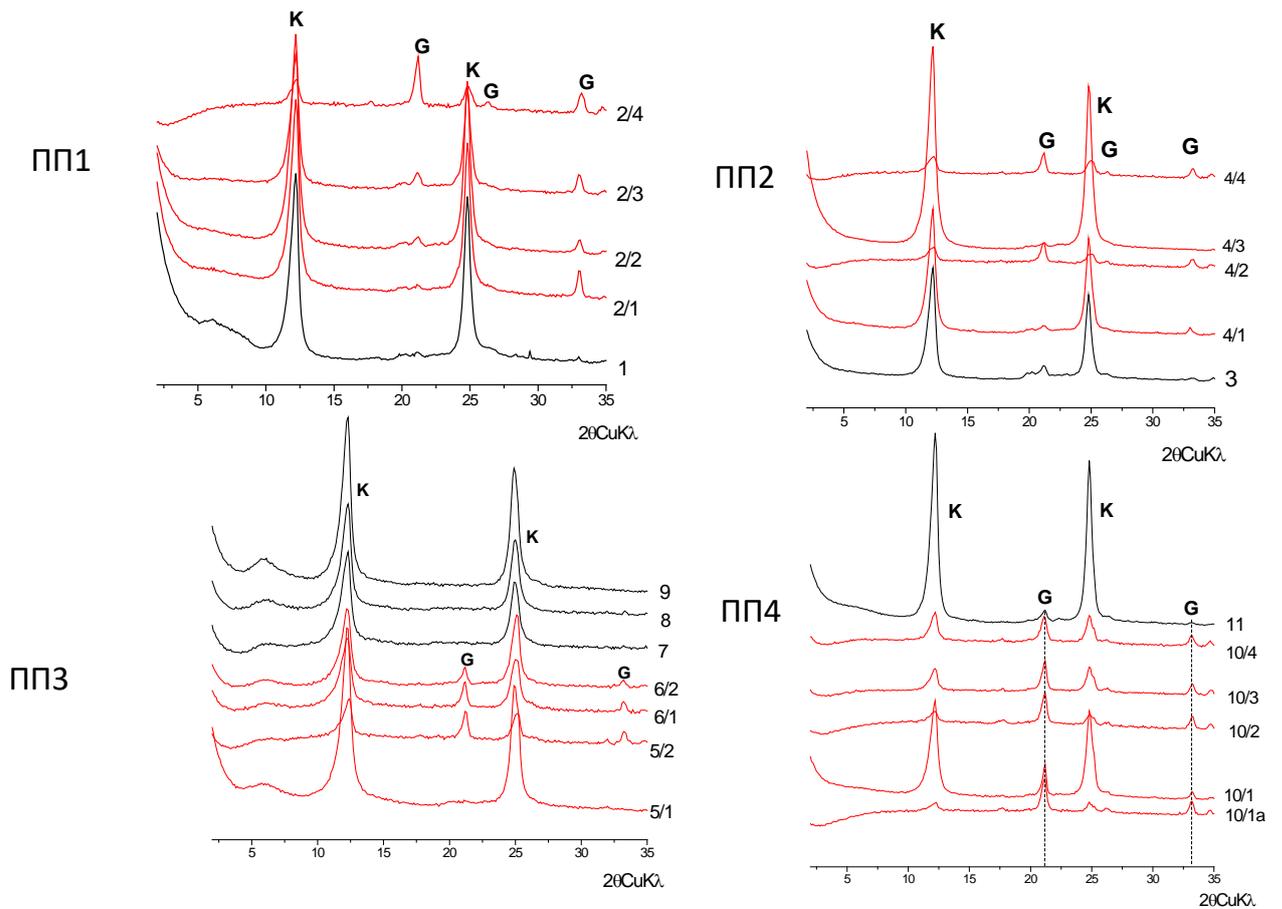


Рисунок 25. Павловский карьер гранитов. Склоновый педокомплекс. Минеральный состав илистой фракции ($< 2 \mu\text{m}$) палеопочв ПП1-ПП4 с указанием номеров слоев изученного педокомплекса (данные рентгеновской дифрактометрии, образцы насыщены Mg^{2+} , воздушно-сухие).

Обозначения: красный цвет - горизонты палеопочв, черный — подстилающие/перекрывающие отложения. К- каолинит, G – гетит.

Важнейшим типоморфным элементом в палеопочвах Павловского карьера выступает железо. Его валовое содержание (Fe_2O_3) в отдельных горизонтах достигает 30 % , оно активно мигрирует и формирует целый спектр минералов (Перельман 1989). Так, минералы железа замещают корневые системы и растительные остатки, формируют желваки-конкреции, слагают куски преобразованной вулканической лавы. Как отмечалось выше, в подошвах всех палеопочв данного педокомплекса формируется красный, в разной степени обогащенный гематитом горизонт (Фототаблица IA). Он развивается на разной глубине от кровли почвенного профиля. Мы исключаем его вторичную диагенетическую природу, поскольку в этом случае преобразования затронули бы и другие минералы, например, гетит, обильно присутствующий во всех ПП педокомплекса. Полагаем, что глубина развития красного гематитового горизонта отражает разную степень дренированности почвенных профилей. Совместное присутствие в профилях палеопочв Fe- содержащих минералов с разной степенью окисленности Fe : ильменита (FeTiO_3) , гематита (Fe_2O_3) , гетита (FeOOH), сидерита (FeCO_3), пирита (FeS_2) говорит о разнообразных и сложных палеоэкологических обстановках, в которых шло формирование этих почв .

Мощный гематитовый слой в подошве нижней ПП1 комплекса, отсутствие здесь восстановленных форм железа (сидерита) свидетельствуют о хорошей дренированности территории и об аэробных обстановках почвообразования. Кровля ПП1 эродирована, вышележащая ПП2 лежит несогласно - из профиля выпадают муллинские отложения.

Глубина залегания гематитового горизонта в профиле ПП3, катастрофически захороненного, без признаков эрозии поверхности существенно меньше (~ 50 см), но почва развивалась скорее всего тоже в аэробных обстановках. А петрифицированные сидеритом и частично пиритом ризолиты сформировались на этапе затопления территории, т.е. являются продуктом диагенеза.

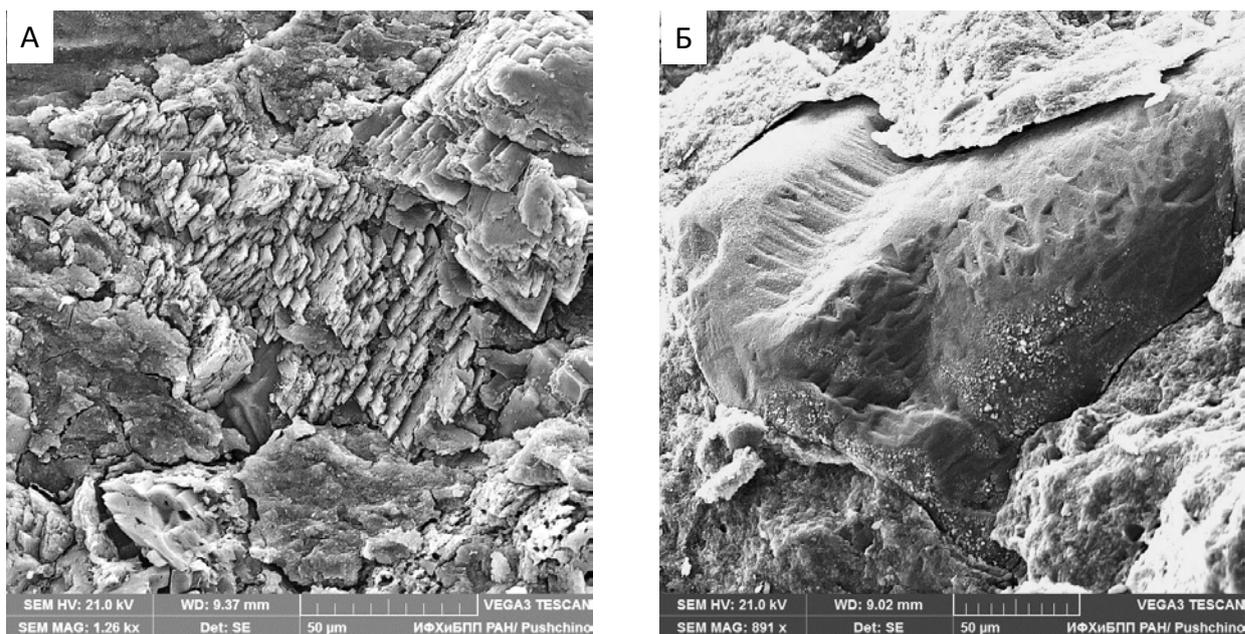


Рисунок 26. Павловский карьер гранитов. Склоновый педокомплекс. Выветривание зерен минералов в кровле ППЗ (данные СЭМ): А - полевоый шпат; Б - зерно кварца с ориентированными лунками травления – свидетельство агрессивных условий выветривания.

Более сложная ситуация имела место на промежуточном этапе формирования ПП2. Этап аэробного развития (наличие гематитового горизонта) сменил субаквальный (замещение корней сидеритом). На последующем за ним этапе аэробного развития имело место частичное окисление сидерита до гетита, формирование по остаткам корневых систем желваков-конкреций, перераспределение глины. Последнее обеспечило формирование защитных кутан ориентированной глины - «рубашек», на поверхности желваков.

После катастрофического затопления и заиливания склона русла формирование ПП4 осуществлялось в аэробных обстановках. Величины отношений MnO/Al_2O_3 и $(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$ свидетельствуют об окислительных обстановках, а минеральный состав – о глубокой стадии выветривания. Сидерит

отмечен только в кровле девона и обязан заболачиванию территории, высоким концентрациям железа и скоплениям растительных остатков (Заварзина 2001 и др).

Изучение морфологических особенностей ПП1-ПП3 в стенке карьера протяженностью ~ 50 м показало наличие вариабельности многих почвенных свойств, обусловленной, в первую очередь густотой инситных корневых систем, следовательно - типом и плотностью произраставшей растительности.

3.1.2. Водораздельный педокомплекс

Водораздельный педокомплекс II имеет общую мощность около 3 м, состоит из 4 автоморфных палеопочв разной мощности и степени сохранности профиля. (Фототаблица II). Педокомплекс подстилается мелководно-морскими осадками ардаатовского возраста и перекрывается отложениями верхнего мела (сеноманским и туронским ярусами). ПП1 сформирована на сланце, 3 другие палеопочвы – на вулканогенно-осадочных породах. Базируясь на характере профильного распределения величины отношения TiO_2/Al_2O_3 можно предположить, что по крайней мере 3 привноса вулканогенно-осадочного материала из разных источников имели место (Рисунок 27). Наилучшей сохранностью характеризуются профили ПП1 и ПП3. В подошве ПП1 развиты характерные «клинья», заполненные гетитом (Фототаблица II В; Рисунок 28). Они являются специфической формой фоссилизации корней. Детали их строения даны в Главе 5. Профиль ПП 3 сильно оглинен. ПП2 эродирована, а материал, слагающий ПП4 окислен и преобразован на стадии затопления. Материал палеопочв обогащен TiO_2 и Fe_2O_3 и, напротив, обеднен подвижными элементами «биофиллами» - CaO ($< 3\%$) и K_2O ($< 0.1\%$).

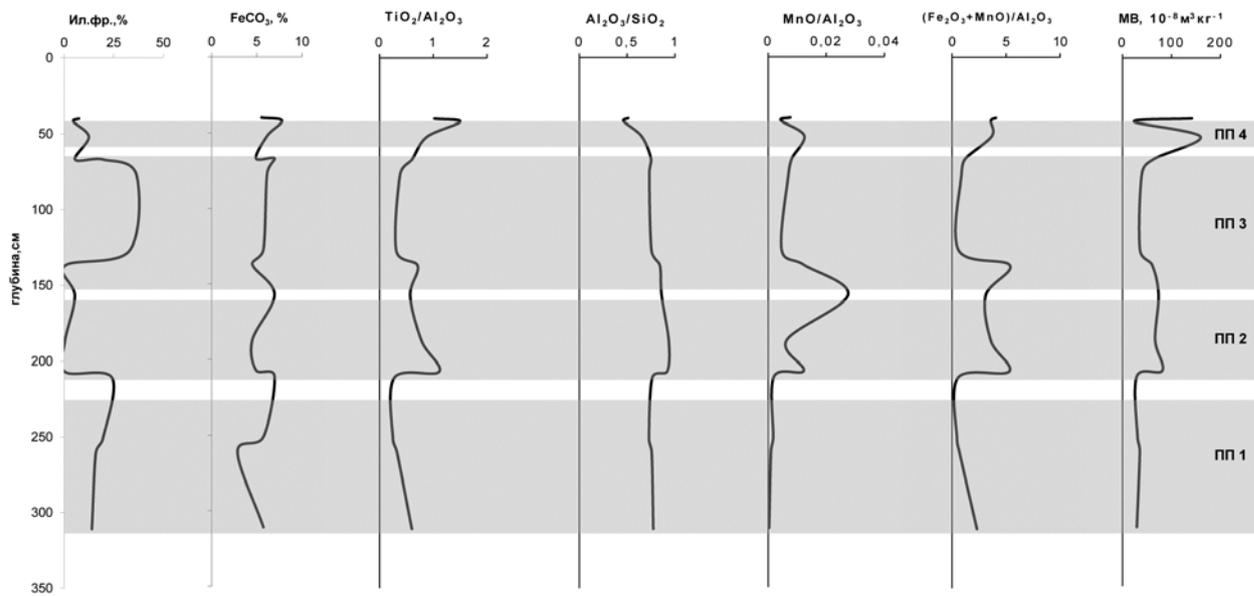


Рисунок 27. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. Базовые характеристики палеопочв ПП1-ПП4.

В подошве палеопочвы 1 сформирован гематитовый горизонт - единственный в этом педокомплексе, что отличает его от склонового, где гематитовые горизонты имеются в подошвах всех палеопочв (Фототаблица IIА). Полагаем, что этот факт объясняется различной глубиной промачивания профилей. На водоразделе атмосферные осадки на всех этапах формирования педокомплекса проникали на всю его глубину. Водоупором являлся плотный глинистый сланец в подошве педокомплекса.

Все палеопочвы этого педокомплекса имеют сходный минеральный состав, в целом аналогичный составу склонового педокомплекса (Рисунок 29). В валовых образцах присутствуют каолинит, кварц, гетит и сидерит в разных пропорциях. В «красном горизонте» из подошвы ПП1 в заметной концентрации диагностируется гематит. В образцах из кровли в качестве примеси появляется смектит. Каолинит различается по степени структурной упорядоченности: упорядоченные разности присутствуют в ПП1 и ПП3; плохо упорядоченные – в ПП2 и ПП4. Эти выводы базируются как на данных рентгеновской дифрактометрии, так и ИК-спектроскопии (Рисунки 30 и 31). Исходя из этого можно заключить, отложения, формировались в несколько этапов из разных источников.

В составе илистой фракции доминирует каолинит (Рисунок 32). Во всех образцах присутствует гетит. Заслуживает внимания присутствие во всех образцах илистой фракции тонкодисперсного аутигенного анатаза (TiO_2). Факт формирования аутигенного анатаза в осадочных породах и почвах отмечают Г.И.Теодорович (1958), Р. Фитцпатрик с соавт (Fitzpatrick et al. 1978) и др. Анатаз является продуктом выветривания ильменита, перовскита, др. Ti- содержащих минералов, источником которых, как правило, являются вулканические породы основного состава. Изучение вулканогенно-осадочного материала водораздельного комплекса методом электронной микроскопии показало выветривание поверхности зерен ильменита (Рисунок 33).

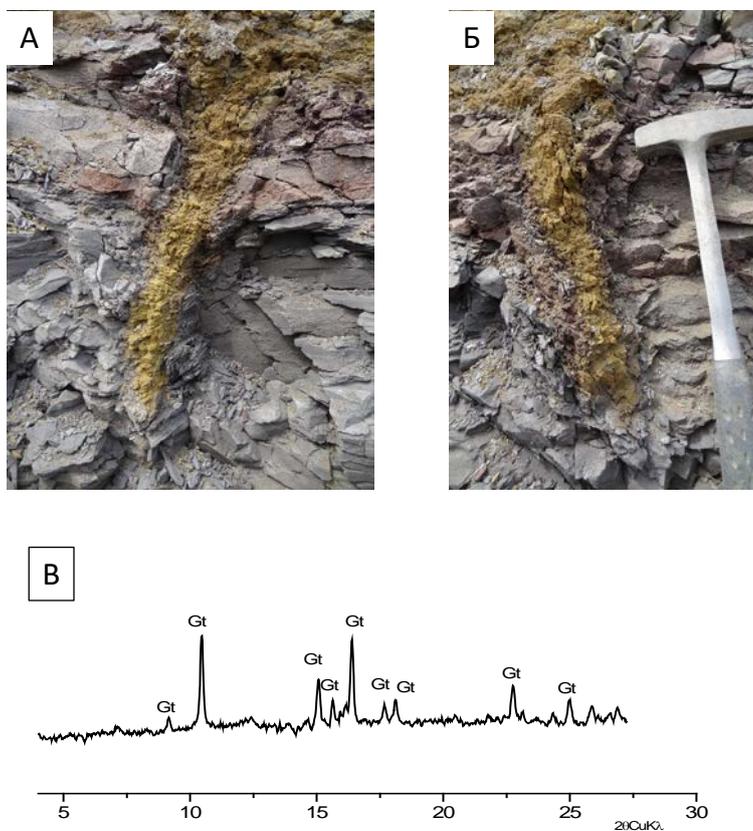


Рисунок 28. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. Ризолиты - «клинья» из ПП1: А и Б - общий вид; В – материал заполнения - гетит (Gt) (данные рентгеновской дифрактометрии).

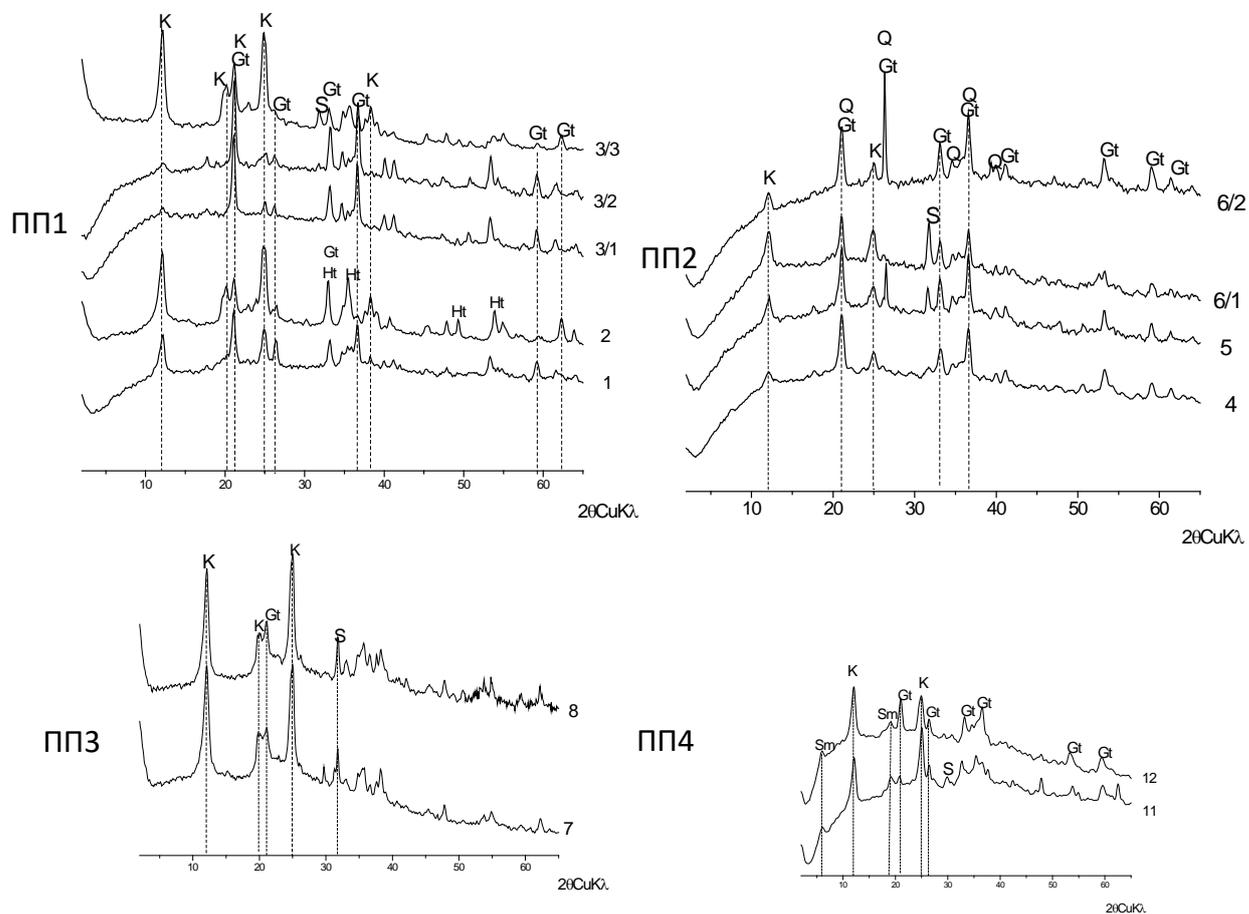


Рисунок 29. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. Минеральный состав валовых образцов палеопочв ПП1-ПП4 с указанием номеров слоев изученного педокомплекса (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: К- каолинит, Gt – гетит, Q – кварц, S- сидерит, Ht- гематит, Sm- смектит.

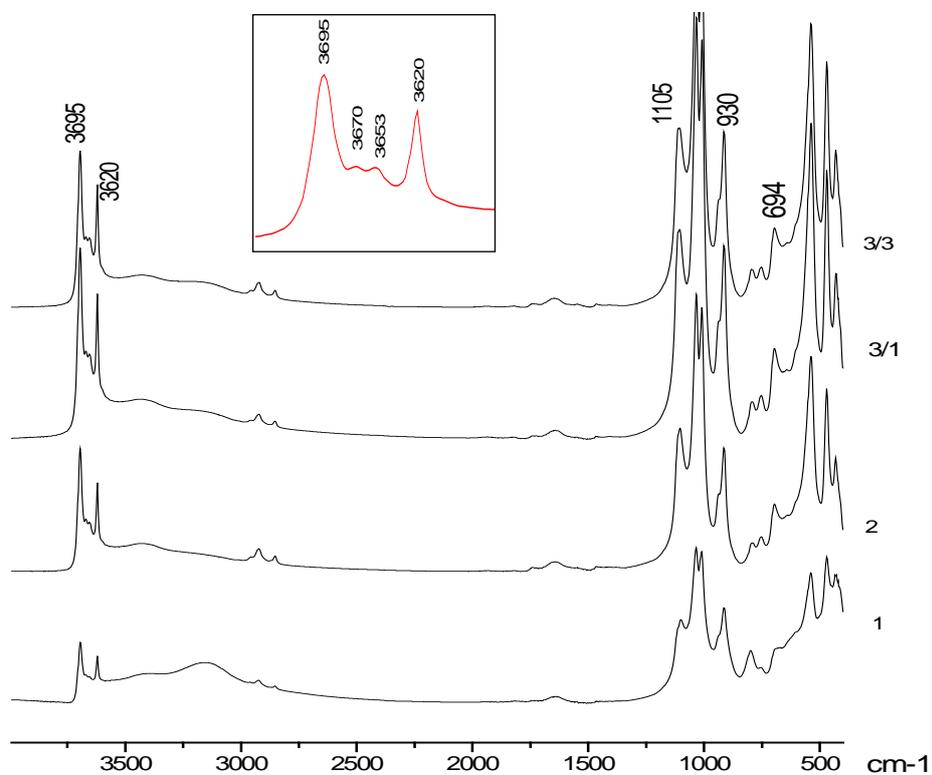


Рисунок 30. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. ИК - спектры валовых образцов ПП1, сформированной на переотложенной коре выветривания гранитов. На врезке – участок спектра образца слоя 1 демонстрирует высокую степень упорядоченности каолинита.

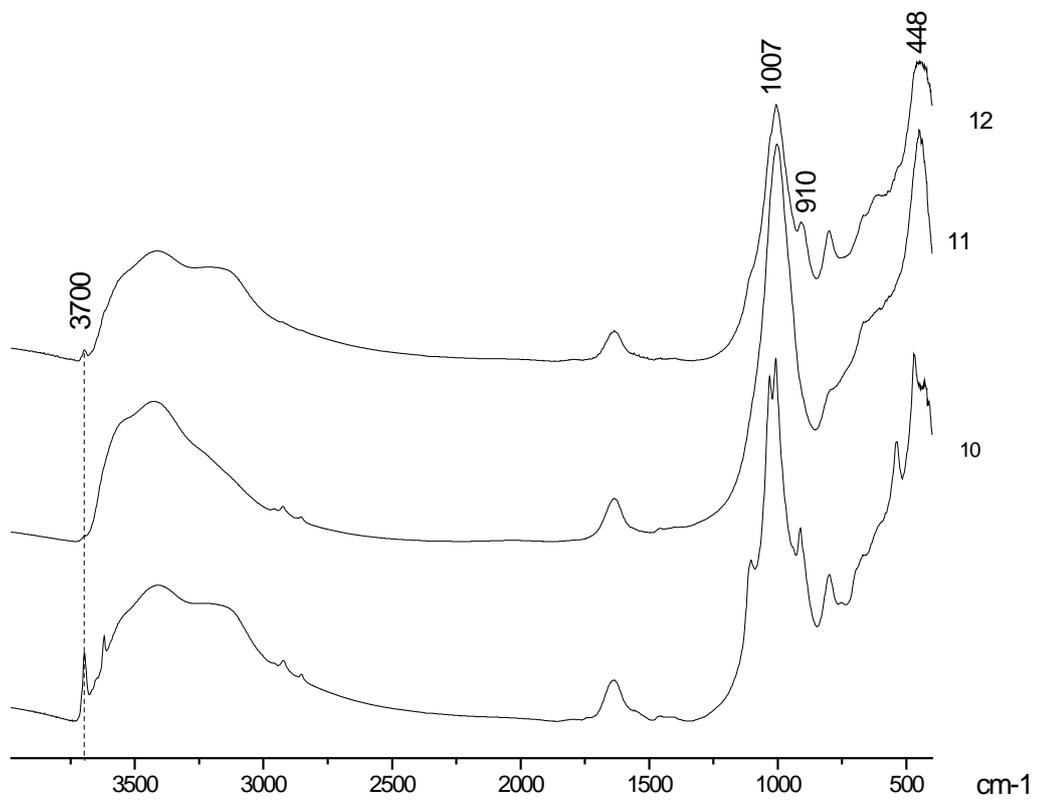


Рисунок 31. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. ИК - спектры валовых образцов ПП4, сформированной на вулканогенно-осадочных породах.

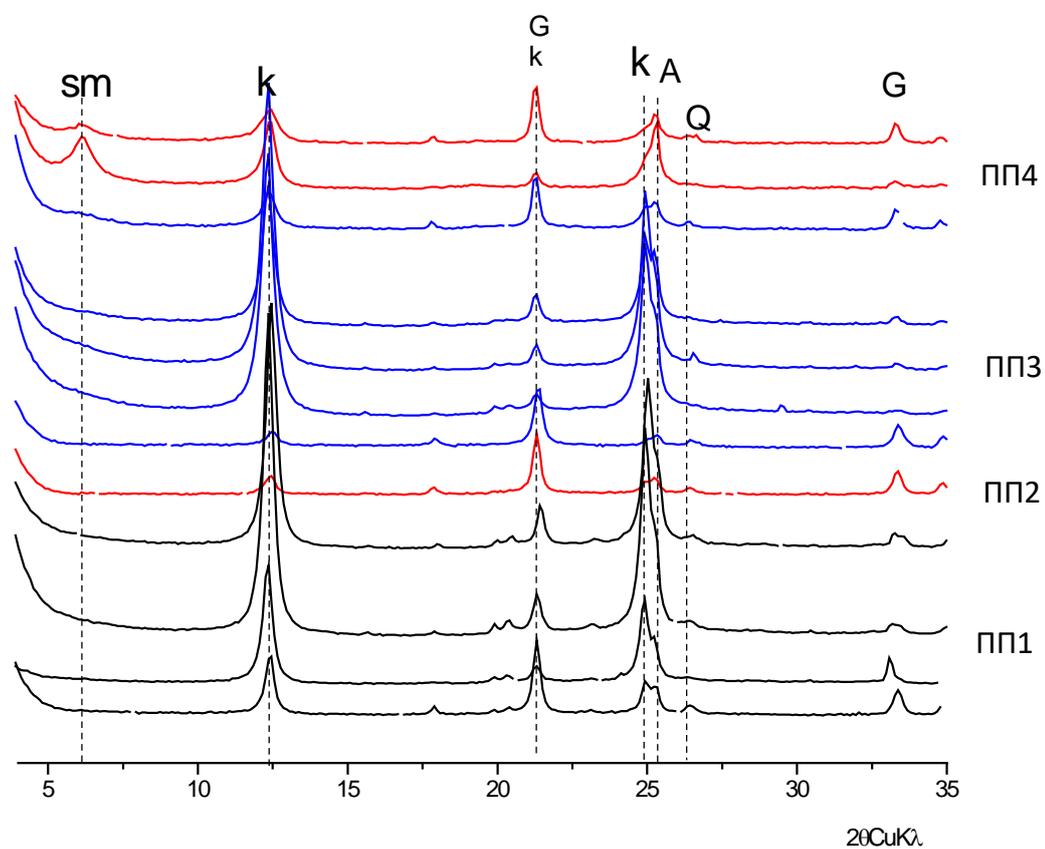


Рисунок 32. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. Минеральный состав илистой фракции палеопочв ПП1-ПП4 (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: К- каолинит, G – гетит, А-анатаз, Q- кварц, Sm- смектит.

Электронно-микроскопическое исследование материала верхней палеопочвы педокомплекса показало во множестве наличие мелкокристаллического анатаза с характерной таблитчатой формой кристаллов. Изучение химического состава кристаллов показало наличие в них примесей Fe, V, следы Cr (Рисунок 34). Известно, что Fe^{3+} , V^{4+} , Cr^{3+} наряду с некоторыми другими катионами изоморфно входят в структуру анатаза, замещая Ti^{4+} и выполняя при этом роль примесей – стабилизаторов (Грунин с соавт.1982).

Анализ не был обнаружен в палеопочвах склонового комплекса, где вместе с тем отмечено присутствие ильменита. Аналит, таким образом, можно рассматривать в качестве свидетельства более глубоких минеральных преобразований в почвах водораздела.

По комплексу аналитических характеристик - глубокое выветривание материала и, как следствие, практически полное отсутствие подвижных катионов (Ca, K, Na, Mg), «инертный» минеральный каолинит-гетитовый состав, обогащенность Ti в составе оксидов и оксидами Fe, все палеопочвы этого педокомплекса отнесены к Оксисолям. Перераспределение глины, выражающееся морфологически по наличию кутан - «рубашек» на поверхности почвенных Fe-конкреций и включений лавы, формирование текстурной дифференциации профилей позволяет идентифицировать данные палеопочвы как арджиллик Оксисоли. Палеоклиматические оценки (Глава 8) показали, что эти экваториальные почвы формировались в условиях тропического теплого и влажного климата, с величиной среднегодовых осадков до 1200 мм. В недавно опубликованной работе С.Дрис с со-авт (Driese et al. 2018) описывают Оксисоль эдиакариевского возраста (600-560 млн л) на территории современной Эстонии. По оценкам авторам данная палеопочва на породах кристаллического фундамента

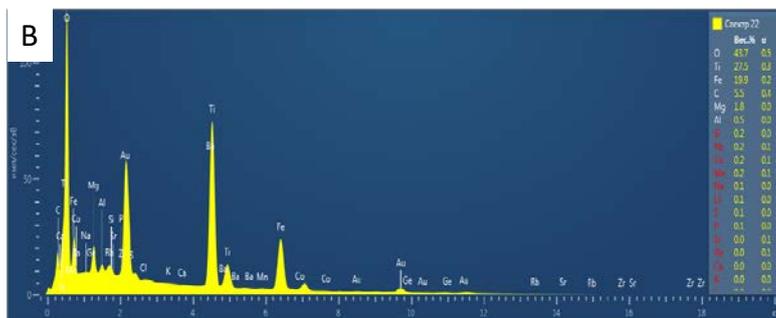
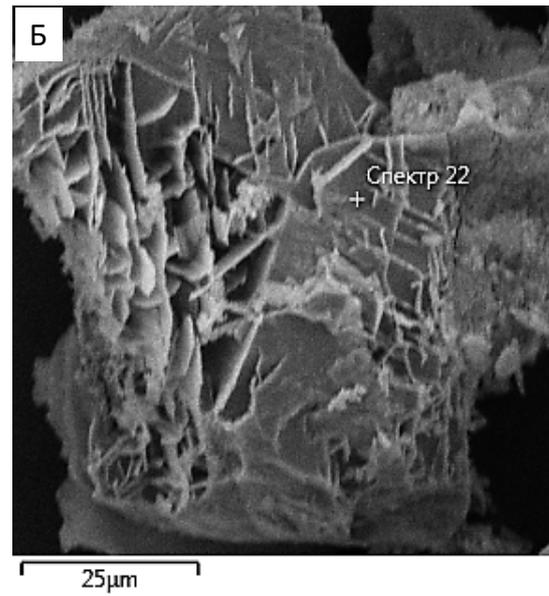
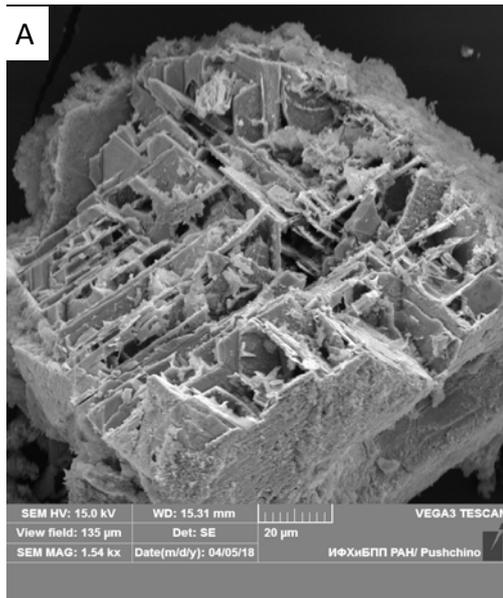


Рисунок 33. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс, ПП4. А - Б - Выветривание кристалла ильменита (данные СЭМ); В - химический состав в точке опробования.

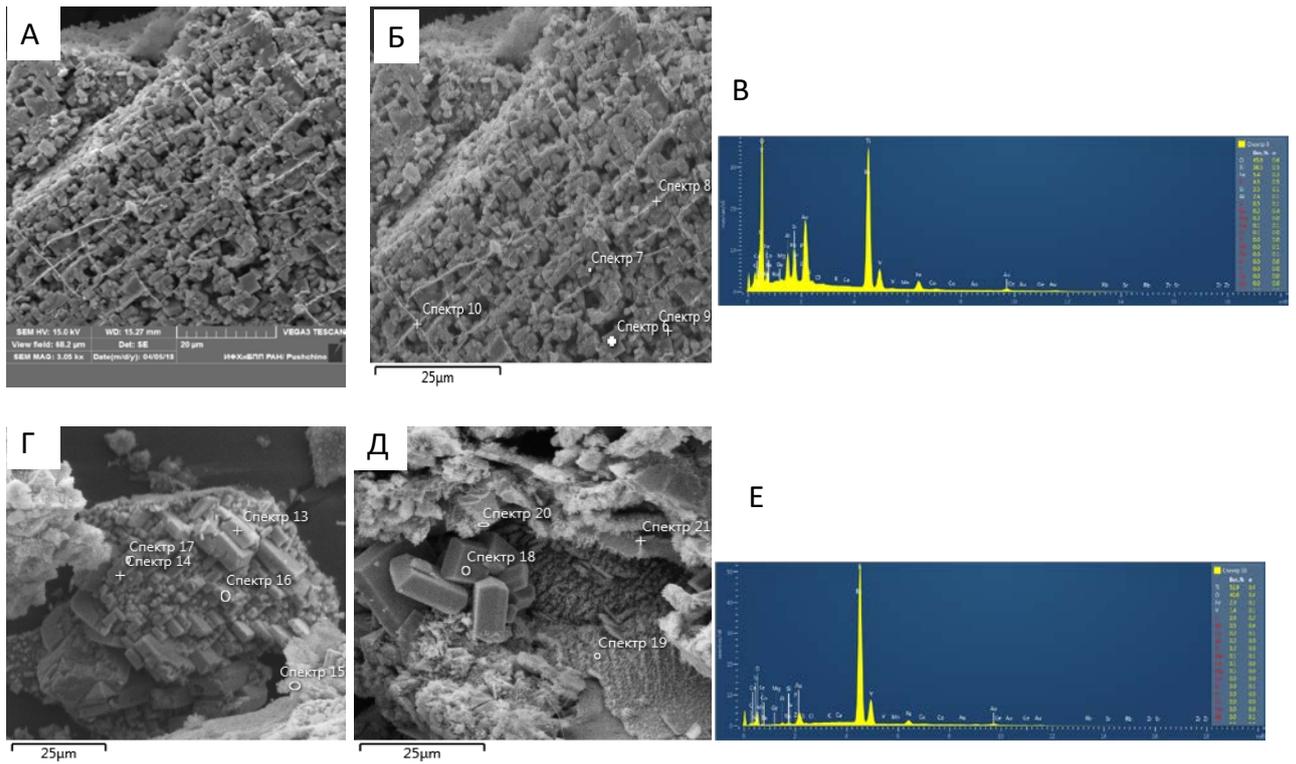


Рисунок 34. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс, ПП4. Аутигенный анатаз. А - Б – изображение; В - химический состав в точке опробования; Г-Д – изображение; Е - химический состав в точке опробования (данные СЭМ).

формировалась при величине атмосферных осадков 1500-1600 мм/год и среднегодовой температуре 13-15° С. Длительность почвообразования авторы оценили в $2 \times 10^5 - 1 \times 10^6$ лет. Изученные нами палеопочвы сформированы на породах, состоящих из переотложенной (многократно?) глубоковыветрелой коре протерозойского фундамента и вулканических породах франского возраста. Минеральный состав палеопочв лишь отчасти характеризует обстановки, в которых эти палеопочвы развивались.

Минеральный состав материала обоих указанных выше источников представлен остаточным, инертным и в целом бедным для растительности «субстратом». Несмотря на это, ландшафты среднего-верхнего девона на изучаемой территории характеризовались необычайно высоким биоразнообразием. Наиболее полное представление о нем складывается исходя из палеоботанических находок в палеопочвах водораздела.

Во всех палеопочвах этого педокомплекса обнаружены ископаемые корни – ризолиты. Они имеют разную морфологию, размеры, сохранность, а также встречаемость, что свидетельствует о смене растительности на разных этапах существования ландшафта (Фототаблица III). Результаты изучения ризолитов даны в Главе 5. В перекрывающем педокомплексе туффо-гравелите сконцентрированы остатки стволов, ветвей и листьев древесных растений (Фототаблица II F-H). Преобладает древесина типа *Callyxylon*. Детально информация о палеоботанических находках дана в Главе 6.

3.1.3. пойменный педокомплекс

Третий педокомплекс занимает заболоченную пойму палеоруслу (Рисунок 21). Он включает как минимум 4 гидроморфные, богатые органическими остатками палеопочвы. На момент обнаружения общая мощность педокомплекса составляла 180 см. Педокомплекс подстилается мелководно-морскими осадками, аналогичными вышеописанным. Залегают они

субгоризонтально. Педокомплекс перекрыт мощным слоистым туфом, который в несколько этапов заполнил древнее русло (Рисунок 35). Туф содержит включения вулканических бомб и многочисленные растительные остатки, в т.ч. крупные фрагменты стволов и пней деревьев. Поверхность вулканических бомб не преобразована выветриванием, Растительные остатки целиком, либо частично обуглены, частично пиритизированы, многие сохранили строение тканей. Наличие древесных остатков является косвенным свидетельством существования плакоров, занятых древесной растительностью. Хорошая сохранность, как и нерегулярное положение их в туфе может говорить о недлительной транспортировке – т.е. малых расстояниях, на которые осуществлялся перенос и катастрофическом характере захоронения растений. Одновременное присутствие полностью обугленных фрагментов наряду с теми, которые не имеют таких признаков может быть связано с пожарами, сопровождавшими вулканические извержения, либо лесными пожарами.

Палеопочвы сформированы на слоистых (аллювиальных?) отложениях обогащенных пылевато - тонкопесчаной фракцией. В отличие от светло-серых/охристых/бордово - красных палеопочв склона и водораздела почвы поймы окрашены в цвета глея: серо-голубой/темно-серый / черный. Верхние 10 см каждой палеопочвы содержат многочисленные углефицированные растительные остатки плохой сохранности и фитолеймы *Orestovia/Shuguria*. Под ними, как правило, сосредоточены конкреции пирита, округлые, диаметром 1- 2 см (Фототаблица IV). В кровле ПП2 во множестве присутствуют крупные (до 15 см) уплощенные неправильной формы образования, состоящие из углефицированного органического вещества и пирита: в виде пропитки, конкреций, псевдоморфоз по органическому веществу. Микроскопическое исследование материала конкреций (СЭМ) показало, что помимо пирита конкреции содержат включения гетита, а также остатки высших (сосудистых) растений средней сохранности (Фототаблицы V, VI). Полагаем, что эти сложные образования могут представлять собой преобразованную органическую подстилку.

Наилучшей сохранностью обладает нижняя ПП1. Ее мощность составляет ~ 110 см, профиль имеет выраженное горизонтное строение. Помимо органогенного горизонта А, на глубине около 40 см сформирован пятнистый желто-зелено-серый горизонт аккумуляции железа мощностью до 25 см. Концентрации Fe₂O₃ в материале этого горизонта достигают 44-48 %. Минералогически материал представляет собой гетит. Ниже горизонта аккумуляции железа сформирован горизонт В2, имеющий угловато-блочную структуру; поверхности педов ожелезнены.

Для педокомплекса характерны сравнительно высокие значения величины магнитной восприимчивости – МВ ($48-268 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1}$), отражающие их обогащенность минералами железа, в т.ч. ильменита. Верхние части профилей характеризуются снижением величины МВ (Рисунок 36).

Илистая фракция всех палеопочв содержит 2 фазы: каолинит и диоктаэдрический смектит, приблизительно в равных долях (Рисунок 37). Наличие смектита свидетельствует о рН-нейтральных обстановках; низкой степени выветривания материала палеопочв. Серо-голубые цвета почвенного материала, выделения пирита, обилие обугленного органического детрита, элювиальный тип распределения величины магнитной восприимчивости свидетельствуют, что палеопочвы формировались в восстановительных обстановках. Синтезу сидерита в данных системах возможно препятствуют высокие концентрации S. Как следствие, имел место синтез пирита.

Интерес представляют находки инситных фитолеймов *Orestovia/Shuguria* в этой части палеоландшафта. Еще одной значимой палеоботанической находкой являются макрофрагменты *Nematophyta*. Многочисленные микрофрагменты этого организма обнаружены и в мацератах материала органогенных горизонтов

палеопочв данного педокомплекса. Подробно информация о палеоботанических находках дана в Главе 6.

Таким образом, в среднем - верхнем девоне территория Воронежской антеклизы характеризовалась слаборасчленённым рельефом с неоднородным почвенным покровом. Водоразделы (плакоры) занимали почвы автоморфного

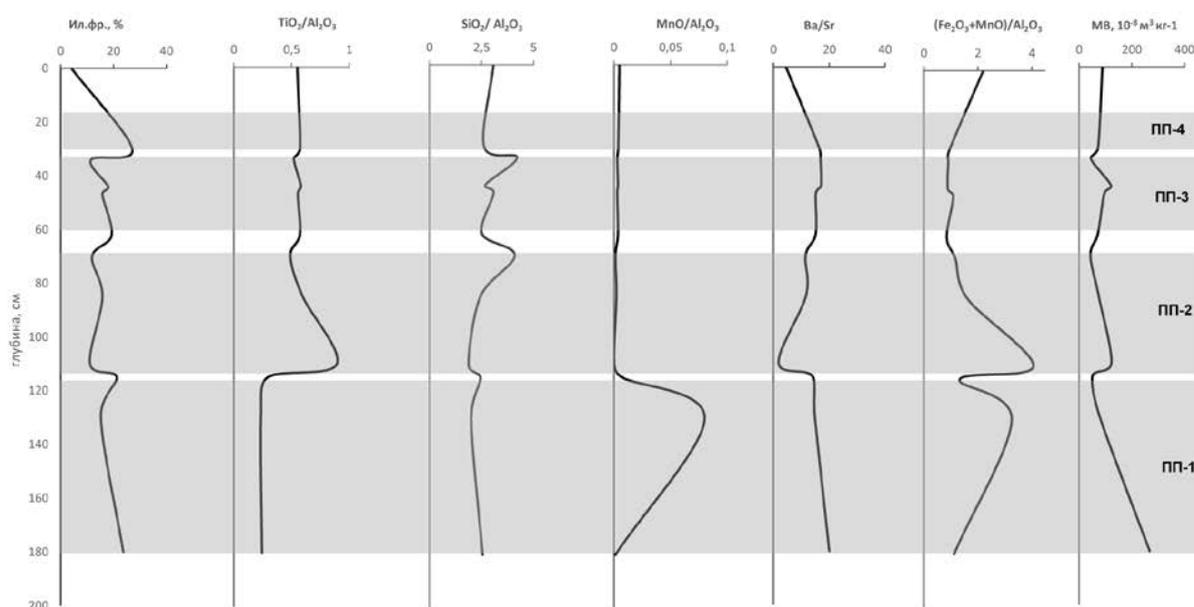


Рисунок 36. Павловский карьер. Пойменный педокомплекс. Базовые характеристики палеопочв ПП1-ПП4.

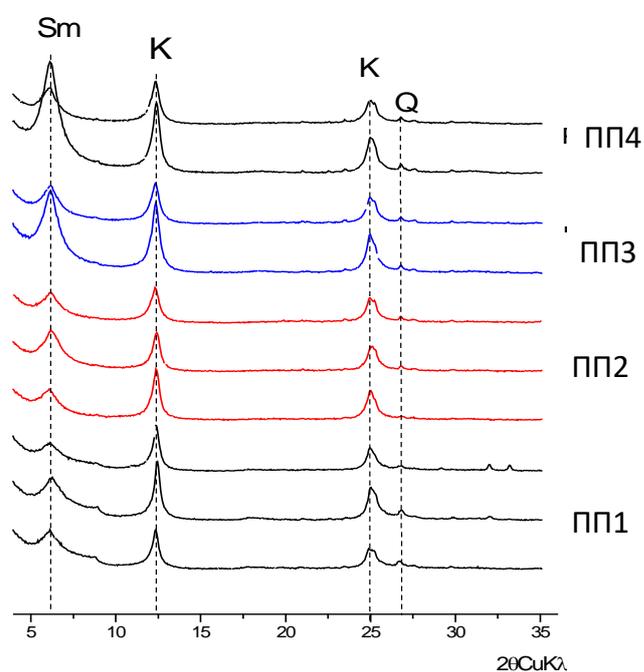


Рисунок 37. Павловский карьер гранитов. Пойменный педокомплекс. Минеральный состав илистой фракции палеопочв ПП1-ПП4 (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: К- каолинит, Q- кварц, Sm- смектит.

ряда – преимущественно оксисоли. Свойства почв, которые формируют педокомплекс водораздельного типа, свидетельствуют об имевшей место смене растительности от древесной археоптерисовой к кустарниково-травянистой и снова к археоптерисовой. Перерывы в осадконакоплении и почвообразовании сопровождались затоплением. Этот тип педокомплексов доминировал на данной территории. На склонах получили развитие педокомплексы полугидроморфных почв под кустарниковой растительностью. В понижениях рельефа формировались сезонно-переувлажненные гидроморфные палеопочвы. Здесь произрастали водорослевая флора, *Nematophyta*, а также и высшие сосудистые растения.

Базируясь на поведении важнейшего для изученных палеопочв типоморфного элемента - железа, следующий сценарий многоступенчатого развития почвенного покрова водораздельного и склонового типов может быть предложен: (1) формирование хорошо дренированного почвенного профиля с гематитовым горизонтом в подошве; (2) периодическое затопление со скачкообразным осадконакоплением, с привнесом растительного детрита, который способствовал формированию восстановительных обстановок и, в частности, замещению корневых систем сидеритом/пиритом; (3) осушка с частичным или полным окислением сидерита до гетита и формированием нового гематитового горизонта. Перечисленные этапы сопровождались сменой почвенного покрова.

Эти находки меняют сложившееся мнение о типе почвенного покрова Земли в среднем – верхнем девоне. Так, например, известный и детально изученный тропический ископаемый лес из местонахождения Гильбоа (шт. Нью-Йорк, США) живет-франского возраста (Stein et al. 2007, 2012) произрастал на болотистом морском побережье. В растительном покрове здесь доминировали псевдоспорохновые. Изученные на территории современной Великобритании и Шотландии палеопочвы нижнего и верхнего девона также сформированы на

морском побережье и аллювиальных осадках конусов выноса (Quast et al. 2006). Почвенный покров был представлен преимущественно слабо развитыми протопочвами и карбонатными почвами, редко - вертисолями, т.е. литосолями. Напротив, палеопочвы, изученные на территории Павловского карьера, были преимущественно автоморфными, глубоко выветрелыми, окисленными, ожеженными, глубоко проработанными корневыми системами растений.

Комплекс полученных данных позволяет выделить следующие основные черты почвообразования в среднем/верхнем девоне на изученной территории:

1. Палеопочвы приурочены к поднятым блокам фундамента.
2. Вулканизм – источник легковыветриваемого материала, источник Fe, Ti, Mn и др. элементов, фактор «катастроф».
3. Критерии выделения палеопочв: горизонтное строение профилей (перераспределение тонкодисперсных фракций с формированием глинистых кутов, горизонты формирования сидеритовых конкреций); наличие ризолитов, растительных остатков; геохимические признаки - Mn/Al – «биогеохимическая зрелость ландшафта», (Fe+Mn)/Al - «окисленность материала», Ga- осушка.
4. Дифференциация почвенного покрова и растительности, обусловленная палеорельефом. Катенарный парагенезис: латосоли (окисоли) - палеопочвы плакоров, полугидроморфные текстурно дифференцированные арджиллисоли склонов, гистосоли пойм.
5. Длительность континентальных этапов развития и катастрофические события обусловила формирование сложных педокомплексов, состоящих из нескольких (до 5) наложенных и/или вложенных палеопочв.
6. Каолинитовый – гетитовый минеральный состав, как отражение тропического климата.
7. В отсутствии Ca, K, Mg и др. характерных «почвенных» элементов, в качестве важнейшего типоморфного элемента в почвах всех трех элементов палеоландшафта выступает Fe (мигрирует и накапливается в виде карбонатов, оксидов/гидроксидов, пирита).

3.2. Палеопочвы карбона

3.2.1. Палеопочвы нижнего карбона

Мелководные терригенно-морские отложения визейско – серпуховского интервала на территории Московского осадочного бассейна имеют множественные перерывы в осадконакоплении, отражающие регрессивно-трансгрессивные циклы. Кровли несогласий, как правило, несут признаки преобразований в субаэральных обстановках. В зависимости от колебаний уровня морского бассейна, длительности субаэрального эпизода, климатических или других факторов могут формироваться калькреды, каличе, отлагаться ил, пресноводные карбонаты, развиваться почвы. Тип формирующейся почвы в основном зависит от характера почвообразующей породы, удаленностью от береговой линии, климатом. Палеопочвы изучались в шести карьерах, их стратиграфическая привязка дана на Рисунке 19. Система используемых индексов несогласий предложена П.Кабановым с со-авт (Kabanov et al. 2014) (см раздел 2.4). Комплекс признаков, на основании которых отложения, слагающие несогласия, отнесены к палеопочвам включал: наличие следов корневых систем, органогенного горизонта и гумусовых веществ почвенного типа, растительных остатков, спор, следов деятельности микрофауны, микроагрегатов органо-минеральной природы, формирование аутигенных смектита и каолинита, лепидокрокита и других Fe – новообразований, наличие микритового кальцита, облегченный состав углерода карбонатов.

Таблица 4. Изученные палеопочвы раннего карбона (см рисунок 19)

Несогласие (индекс)	Полотняный Завод PZ	Бронцы BR	Новогуровский NG	Малиновка ML	Заборье ZB	Змеинка ZM	Курагино KG	Мстихино MST
DU			+ *		аридисоль			
FU	гистосоль кальцисоль		гипсисоль	+				
MU	протосоль рендзина		протосоль рендзина	протосоль кальцисоль	+			
BU	+	протосоль кальцисоль	+	+				
KHU	АПК кальцисоль вертисоль	АПК вертисоль	АПК вертисоль	АПК вертисоль		АПК вертисоль	АПК	+
MH2	сподосоль							
MH1-2						аридисоль		
MH1	протосоль маршевая							
MLU	протосоль кальцисоль	гипсисоль/ гистосоль	гистосоль	гистосоль			+	гистосоль кальцисоль
AL		гипсисоль/ гистосоль					+	+

«+» - описаны в поле. Остальные – изучены в деталях с получением комплекса аналитических характеристик

Ниже перечислены типы палеопочв и их стратиграфическое положение в хронологической последовательности (Таблица 4). Палеопочвы алексинско-михайловского интервала (уровни AL, MLU и MN1) представлены маршевыми почвами, сформированными под галофитной лепидодендроновой растительностью мангрового типа (гистосоли). Единственная палеопочва, сформированная на дельтовых отложениях легкого гранулометрического состава (MN2 (PZ)) имеет признаки подзолообразования (типа сподосоль). Морфология ризолитов и найденные растительные остатки позволили заключить, что она сформировалась под папоротниковой растительностью. Почвы уровней AL и MLU в карьере Бронцы загипсованы. Они отнесены к маршевым субхам семиаридного ряда (гипсосолям).

Палеопочвы уровней MN1-1, KNU, BU, MU, FU, DU формируют педокомплексы, состоящие из двух и более наложенных палеопочв принципиально разного генезиса. Нижние палеопочвы педокомплексов сформированы на морском известняке на этапе морской регрессии. Известняк несет различные следы преобразования в субаэральных обстановках. Его кровля и нижележащие слои могут быть закарстованы, либо преобразованы по типу каличе (например, уровень DU), что отвечает условиям дефицита влаги. Эта часть педокомплексов представляет собой рендзины, как правило, эродированные на стадии очередной трансгрессии. Рендзины формировались при участии растительности с принципиально отличным от лепидодендроновых типом корневых систем. Ярким примером такого типа палеопочвы является нижняя палеопочва уровня VN2 в карьере Бронцы. Результаты ее детального изучения будут даны ниже. Полевые описания выявленных палеопочв нижнего карбона в карьерах Полотняный завод и Бронцы даны в Приложениях II, III, IV.

Верхние части педокомплексов сложены терригенными осадками прибрежно-морских озер - плайя. Эти преимущественно суглинистые отложения имеют педогенные признаки, позволяющие рассматривать их в качестве самостоятельных палеопочв: аридисоль палыгорскитовая (уровень MN1-1,

Змеинка), смектитовые вертисоль (уровень КНУ), гистосоль (уровень FU) и флювисоли (протосоли) (уровень ВU). Гистосоль FU(NG) загипсована. Палеопочва в кровле гуровского горизонта в карьере Дашковка (DU) представлена почвой аридного типа - карбонатным дюрикрастом (Кабанов 2004; Kabanov et al. 2009). Минеральный состав последней сложен смесью палыгорскита и продукта его выветривания - высокозарядного смектита- бейделлита.

Начиная с этого стратиграфического уровня в минеральном составе изученных в данной работе палеопочв среднего и позднего карбона (Московский, Касимовский и Гжельский ярусы) присутствуют минералы сепиолит-палыгорскитовой группы или продукты их трансформации. Сепиолит и палыгорскит (аттапульгит) – цепочечные Mg - силикаты. Это достаточно распространенные минералы в осадках морей, озер и лагун, корях выветривания осадочных и изверженных пород, почвах аридного и семи-аридного генезиса, гидротермальных отложениях. Палыгорскитсодержащие осадочные толщи являются индикаторами аридного климата. Для их образования необходимы щелочная среда (pH 8.5-11), избыток SiO₂, высокая концентрация Mg²⁺ (Минералы 1992; Wilson 2013; Pozo, Calvo 2018 и др). О.С.Ломова (1979) дает обзор распространенности палыгорскита и сепиолита в каменноугольных отложениях Русской платформы. Самые ранние находки этих минералов были сделаны А.Е.Ферсманом в отложениях среднего карбона (1913 г). В отложениях нижнего карбона первые находки палыгорскита принадлежат И.Д. Зхусу (1956) и М.А.Ратееву (1963) (алексинский, тарусский и стешевский горизонты). Позднее эти минералы были обнаружены в большинстве горизонтов среднего и верхнего карбона (Ломова 1979).

Результаты наших исследований свидетельствуют о трех типах палыгорскит/сепиолит содержащих отложений каменноугольного возраста на изученной территории. Это лагунные отложения кровли стешевского горизонта серпуховского яруса, описанные в карьере Новогуровский (см Кабанов с соавт. 2012), терригенно-обломочный палыгорскит в кровле васькинской свиты

подольского горизонта московского яруса среднего карбона в карьере Горы (Kabanov et al. 2010) и аутигенный (почвенный) палыгорскит. Формирование палыгорскитовой палеопочвы в отложениях михайловского горизонта визе (уровень МН-1) в карьере Змеинка отнесено нами к первому «почвенному палыгорскитовому событию» (Рисунок 38); в кровле гуровского горизонта уровня DU в карьере Дашковка - ко «второму почвенному палыгорскитовому событию». Большинство палеопочв среднего/верхнего карбона содержат палыгорскит/сепиолит либо продукты их трансформации, о чем будет сказано ниже («третье почвенное палыгорскитовое событие»). Следует подчеркнуть, что палыгорскит и сепиолит – минералы неустойчивые в условиях гипергенеза. При величине атмосферной увлажненности > 300 мм/год палыгорскит трансформируется в смектит (Krekeler et al. 2005). Находки аутигенного палыгорскита в отложениях нижнего карбона Московского бассейна являются одними из древнейших на Земле (см Handbook of Clay Sciences 2006; Wilson 2013; Pozo, Salvo 2018). О находках более древних – позднедевонских палыгорскитов в отложениях туфогенных глин Припятского прогиба сообщает Ломова (1979).

Полученная информация позволила выявить закономерности в смене почвенного покрова во времени и выявить его латеральную пестроту и катенарную структуру, наличие тренда в развитии территории суши на обозначенном временном интервале нижнего карбона направленного на увеличение ее площади, выявить циклический характер климата. Наряду с латеральной пестротой почвенного покрова, конец михайловского времени (уровень КНУ в пяти изученных карьерах) характеризовался распространением на обширной территории комплекса ландшафтов маршевого типа по генезису и масштабам сходным с экосистемами Национального парка «Эверглейдс» (Флорида, США). Детально результаты изучения этих отложений даны в разделе 3.3.

Продемонстрируем вышесказанное на примере хроносреза из 5 почвенных комплексов в карьере Бронцы (Рисунок 39, Фототаблица VII). Их полевое морфологическое описание дано в Приложении IV.

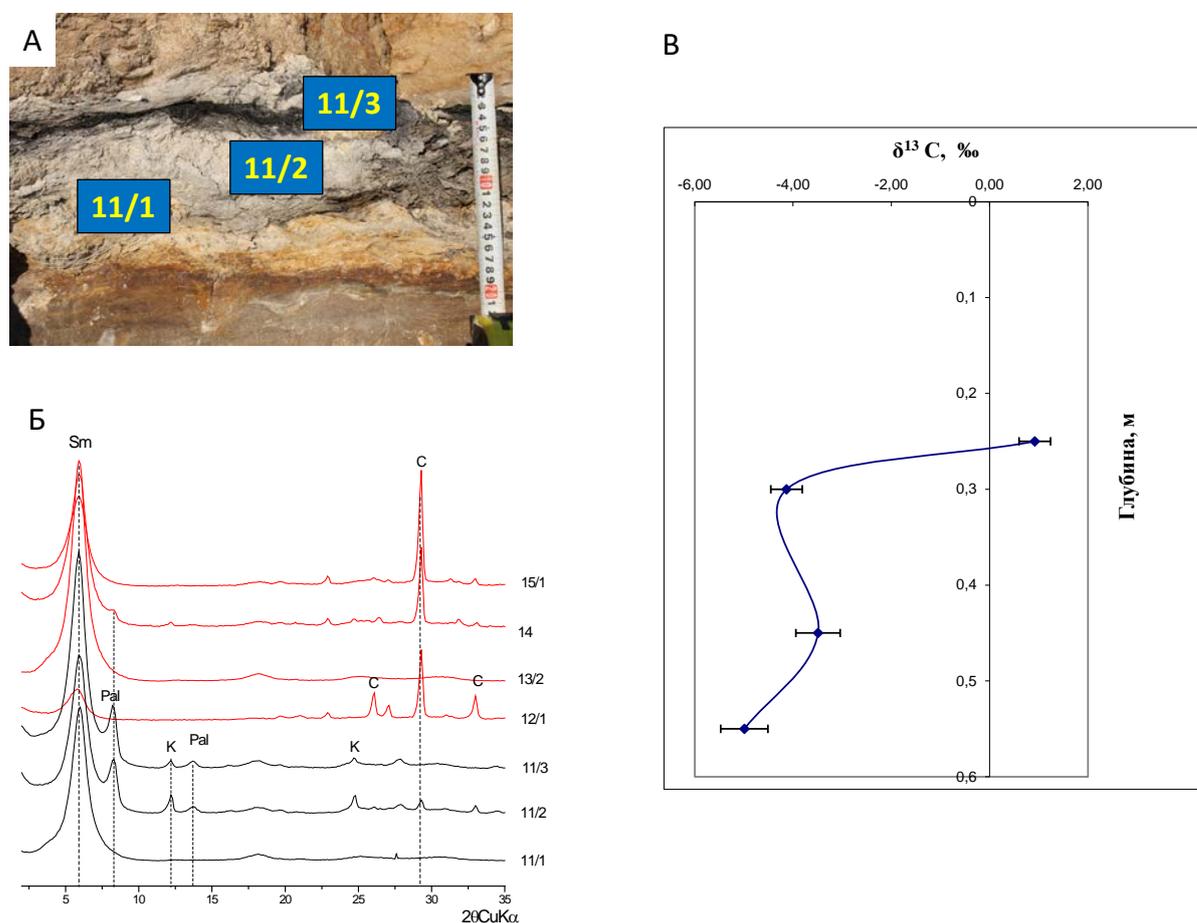


Рисунок 38. Карьер Змеинка. Палеопочва михайловского горизонта (уровень МН1-1): А - общий вид профиля; Б- минеральный состав илистой фракции (данные рентгеновской дифрактометрии, Mg^{2+} - насыщенные, воздушно-сухие образцы). Номера слоев соответствуют колонке на Рисунке 45А. Условные обозначения: Sm-сметтит, Pal - палыгорскит; К – каолинит, С- кальцит; черная линия – профиль палеопочвы, красная – перекрывающие отложения. В - изотопный состав С карбонатов в профиле ПП и перекрывающем морском известняке.

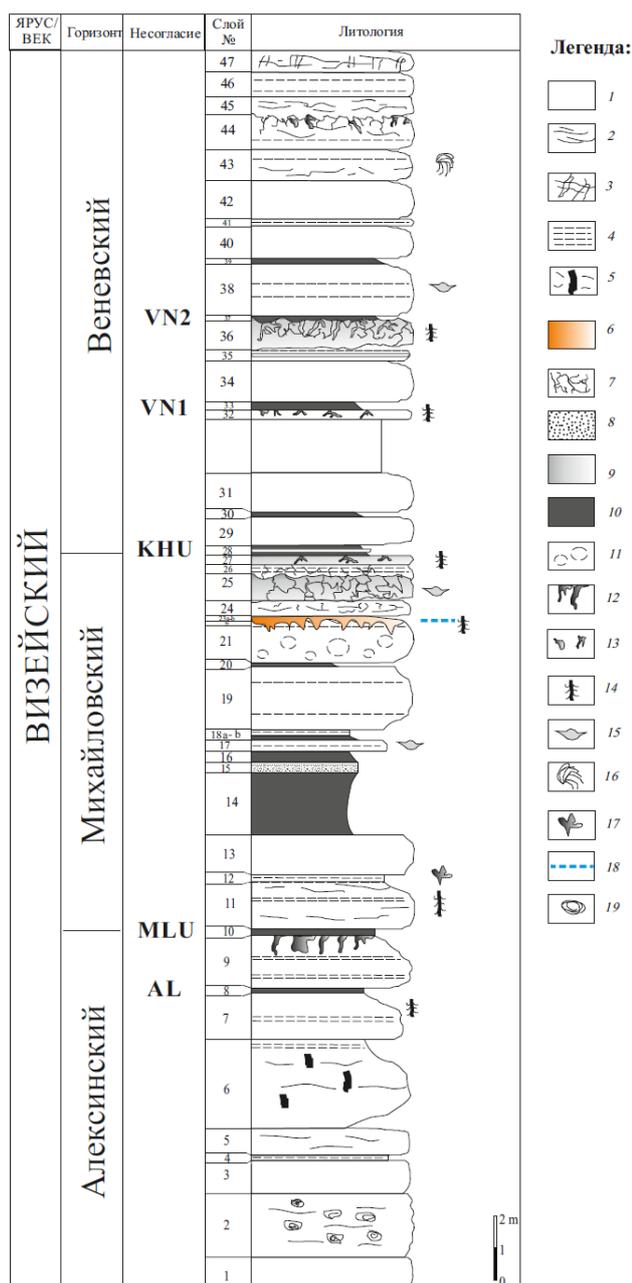


Рисунок 39. Разрез карьера Бронцы с обозначением положения изученных несогласий. Легенда: 1- известняк; 2- аргиллит; 3- доломитовый известняк; 4- мергель; 5- битуминозный мергель; 6- палеопочва: глина со сликенсайдами и корневыми ходами; 7- известняк закарстованный и брекчированный; 8- пески и песчаники; 9- черный «ризоидный» известняк; 10- сланцы; 11- нодулы цементации «веневского» типа; 12 - фитокарстовые трубки; 13- каверны растворения; 14- стигмария; 15- моллюски брахиоподы; 16- следы зоофисос; 17- растительные остатки; 18- углистые прослои; 19- кремни.

Палеопочвы алексинско-михайловского интервала (уровни AL и MLU) отнесены к прибрежно-морским (маршевым) почвам, сформированным под лепидодендроновой растительностью мангрового типа с подземными побегами *Stigmara ficoides*. Кровли обеих почв содержат гипс (10% и более), на основании чего они отнесены к маршевым сабхам семиаридного ряда (гипсисолям). Полагаем, что они формировались в условиях периодически пересыхающего засоленного бассейна.

Отложения в кровле михайловского горизонта (уровень KNU) представляют собой сложный педокомплекс, нижняя часть которого представлена эродированной рендзиной. Ее перекрывает палеопочва, сформированная на тяжелой глине (типа вертисоли) и далее – Акульшинский палюстринный комплекс. Как редзина, так и палюстринный комплекс формировались при участии лепидодендровой растительности с подземными побегами *Stigmara ficoides*.

Отложения уровней VN1 и VN2 (уровень BU) представляют собой комплексы, сложенные в нижней части известняками глубоко преобразованными корневыми системами растений принципиально иного по сравнению с вышеописанными типа растительности. Эти части педокомплексов определены нами кальцисоли. В них выявлены следы деятельности микоризных грибов: развитие ризокреций, формирование вторичного кальцита с облегченным изотопным составом $\delta^{13}\text{C}$ (-4.6‰), синтез вермикулярного каолинита в зоне ризосферы. Результаты детального изучения ризокреций из палеопочвы уровня VN2 дано в разделе 5.3. Глубокое проникновение корней и морфология корневой системы, глубокое химическое преобразование известняка корневыми системами свидетельствуют, что палеопочва уровня VN2 формировалась под кустарниковой либо древесной растительностью. Обнаруженные в ее кровле микроскопические остатки коры диктиоксилонного типа позволяют предположить, что в растительном покрове присутствовали голосеменные (кордаитовые) растения (Мосейчик 2012, 2014). Кальцисоли перекрываются маломощными палеопочвами типа флювисоли (протосоли) на терригенных породах.

Базовые характеристики этих объектов, химический состав и изотопный состав карбонатов даны на Рисунке 40. Верхние палеопочвы на терригенных породах имеют разный гранулометрический состав: от легкого, с содержанием ила 10-18%, до тяжелого, с максимальным содержанием ила в палеопочве уровня КНУ - 77%. Содержание карбонатов варьирует в пределах от 1 до 80%. Карбонаты представлены кальцитом. Органогенные горизонты характеризуются разной мощностью (от первых миллиметров до 17 см). Содержание в них органического углерода варьирует от 1 до 7% и более. Оно наряду с гумифицированным органическим веществом представлено растительными остатками хорошей сохранности.

Морские известняки в подошве этих палеопочв на 80-90% состоят из кальцита. Как отмечалось выше, кровли большинства из них несут морфологические признаки выветривания: изменяется цвет, уменьшается плотность, увеличивается пористость, имеются следы корневых систем, иногда - каверны растворения. Как правило, материал кровли известняка несколько обеднен CaCO_3 – выщелочен, что свидетельствует о его преобразовании в условиях избытка увлажненности. Только в случае VN2 карбонатный профиль носит более сложный характер с аккумуляцией карбонатов в кровле (тип каличе). Такое профильное распределение карбонатов характерно для сезонно-засушливого климата. В центральной части профиля – горизонте распространения ризокреций имеет место перекристаллизация материала морского известняка и формирование карбонатного горизонта (Вк) палеопочвы.

Величины $\delta^{13}\text{C}$ изученных образцов изменяются в широких пределах: $-4.6\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < 4.4\text{‰}$. Как правило, отмечается утяжеление изотопного состава углерода в кровле несогласия, обусловленное «разбавлением» углеродом тяжелых морских карбонатов на стадии затопления (трансгрессии). Изотопный состав углерода карбонатов уровней AL и MLU имеет значения характерные для

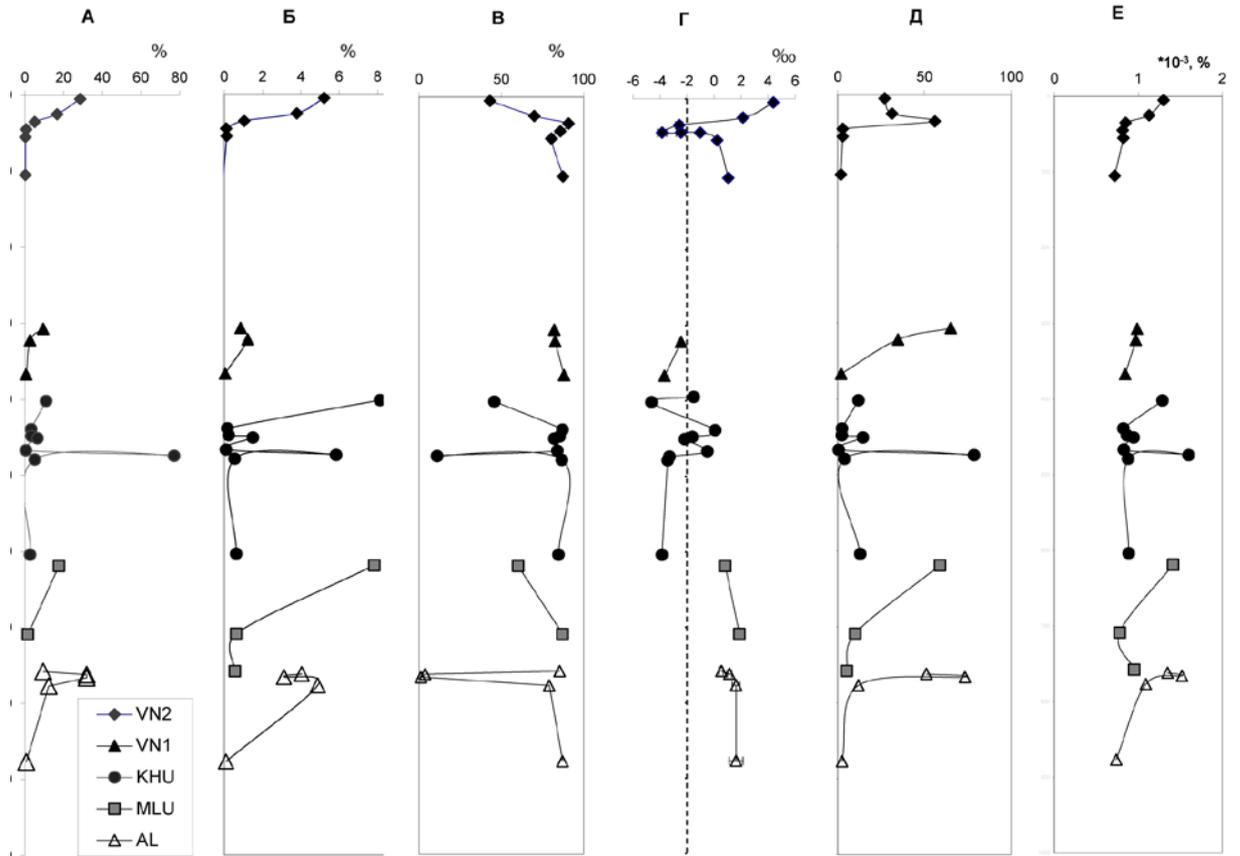


Рисунок 40. Карьер Бронцы. Некоторые аналитические характеристики изученных несогласий: А - распределение фракции $< 2 \mu\text{м}$ в профилях (%); Б - распределение Fe_2O_3 в профилях (%) (данные XRF); В - распределение карбонатов в профилях (%); Г - изотопный состав углерода карбонатов ($\delta^{13}\text{C}$, ‰); Д - распределение геохимического индекса CIA-K; Е - распределение содержания Ga $\cdot 10^{-3}$ (%).

типично морских карбонатов, что подтверждает сделанный вывод о маршевом генезисе палеопочв этих двух уровней. Вместе с тем, изотопный состав части карбонатов в отложениях остальных уровней облегчен относительно типично морских. В отложениях уровней КНУ и ВU он имеет значения, характерные для педогенных карбонатов (Zamanian et al. 2016). Последние представлены псевдоморфозами по органическим остаткам, переосажденным микритовым кальцитом, слагают ризолиты. Изотопный состав углерода карбонатов в отложениях, слагающих КНУ, отражает более сложный генезис этого несогласия перекрытого комплексом АПК - озерными осадками, отлагавшимися в несколько этапов. На изотопный состав карбонатов этого комплекса влияние оказывали как преобразования в субаэральных обстановках (облегчение), так и периодические «вбросы» тяжелых морских карбонатов.

Изучение элементного состава отложений выявило следующие основные закономерности. Верхние палеопочвы педокомплексов, сформированные на терригенных породах обогащены Fe, Mg, а также некоторыми микроэлементами (такими, как Ti, Ga). Высокие концентрации здесь Ga ($1.0-1.6 \cdot 10^{-3}\%$) дополнительно свидетельствуют в пользу существования этапа осушки (Махлина с соавт. 1993). Величины геохимического индекса выветривания (CIA-K) возрастают по направлению к кровле несогласий. Для верхних палеопочв они варьируют в широких пределах – от 27 до 79, что может быть обусловлены как климатическим фактором, так и длительностью экспозиции (почвообразования).

Изучение минерального состава палеопочв показало, что он во многом однотипен. В валовых образцах всех ПП, за исключением уровня AL доминирует кальцит. Маршевая палеопочва алексинского горизонта (уровень AL) заметно обогащена кварцем, а также содержит примесь слюды и каолинита.

В составе илистой фракции палеопочвы уровня AL абсолютно преобладает смектит (смесь низкозарядных бейделлита и монтмориллонита, при доминировании бейделлита), дополнительно содержатся каолинит, лепидокрокит (γ -FeOOH) и тонкодисперсный кварц. Илистая фракция ПП уровня MLU

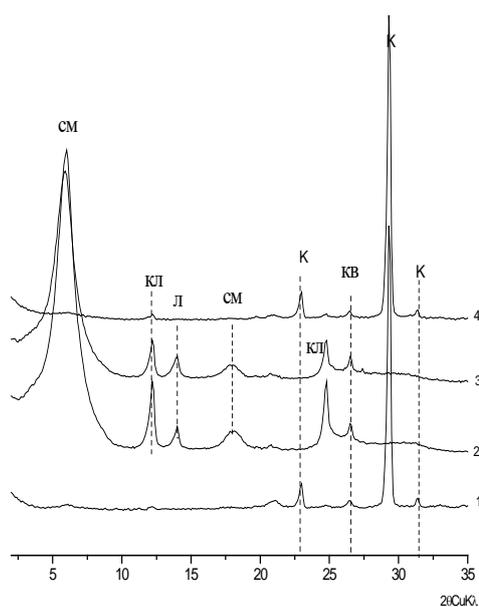
обогащена смектитом – низкозарядным бейделлитом, содержит каолинит, гетит (α -FeOOH), микритовый кальцит (Рисунок 41).

Все части КНУ – как педокомплекс в его подошве, так и перекрывающие его палюстринные осадки (АПК) не содержат кварца и других первичных минералов. В валовых образцах рендзины и АПК абсолютно доминирует кальцит. В их илистых фракциях при преобладании микритового кальцита заметную роль играют смектит (низкозарядный бейделлитом) и гетит. Некоторые слои дополнительно содержат каолинит в следовых количествах. В минеральном составе вертисоли, перекрывающей рендзину (как в валовом образце, так и илистой фракции), доминирует низкозарядный бейделлит. В следовых количествах присутствуют каолинит и гетит. Данная палеопочва имеет максимальные для несогласий алексинского-веневского интервала значения большинства используемых в данной работе геохимических критериев, что свидетельствует о более благоприятных климатических условиях ее формирования, либо о большей длительности почвообразования. Среди других процессов формирования данной палеопочвы можно назвать растворение/переосаждение карбонатов, миграцию железа и перераспределение его минеральных форм. Преобладающим оксидом железа здесь является гетит. Лепидокрокит присутствует реже и в следовых количествах.

В илистых фракциях палеопочв уровней VN1 и VN2 (уровень BU) доминирует смектит, представленный смесью низкозарядных монтмориллонита и бейделлита. Дополнительно содержится микритовый кальцит.

Таким образом, палеопочвы алексинско-веневского интервала, сформированные на терригенных осадках в карьере Бронцы, характеризуются практически мономинеральным (смектитовым) составом. Ранее было показано, что палеопочвы этого возраста из других карьеров Московского осадочного бассейна имеют такой же минеральный состав (Alekseeva et al. 2016). Важным уточнением является преимущественно бейделлитовый тип решетки смектита. В обзоре М. Вильсона (Wilson 1987) показано, что данный тип кристаллической решетки характерен для аутигенных (почвенных) смектитов. Во всех изученных

А



Б

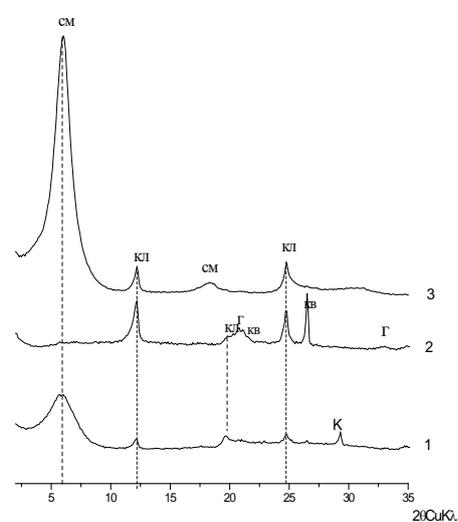


Рисунок 41. Минералогический состав палеопочв нижнего карбона в карьере Бронцы: А - уровень АL, фракция < 2 мкм, Mg- форма образцов. Слои 2 и 3 – палеопочва, слои 1 и 4 подстилающие и перекрывающие известняки; Б - палеопочва уровня КНУ. 1-валовой образец, 2- фракция > 2 мкм, 3- фракция < 2 мкм, Mg- форма образца. Обозначения: см- смектит, кл- каолинит, л-лепидокрокит, кв- кварц, г-гетит, к- кальцит.

палеопочвах смектиты представлены индивидуальными (самостоятельными) фазами, а не смешанослойными минералами. Последние характерны для четвертичных почв/палеопочв, чей материал является продуктом “рециклинга” – переработки почвенными процессами с последующим переотложением (Градусов 1976). В числе возможных причин наряду с “ювенильной” природой почв палеозоя, можно назвать и специфику химического состава изученных палеопочв, в первую очередь - калия. Можно предположить, что в палеозое калий не играл столь важной роли в биосферных процессах на Земле, какую он играет в плейстоцене и голоцене.

Дополнительно следует сказать об оксидах/гидроксидах Fe – гетите (α – FeOOH) и лепидокроките (γ -FeOOH), которые присутствуют почти во всех палеопочвах этого хроноряда. Лепидокрокит по сравнению с гетитом – редкий минерал. Его наличие в изученных палеопочв подтверждено помимо рентген-дифрактометрического метода, также и термомагнитным методом (Genring, Hofmeister 1994). Отложения, в которых встречен лепидокрокит, имеют следующие общие черты: глинистую текстуру, обогащение Сорг и валовым Fe, обеднение карбонатами (Алексеев, Алексеева 2000, 2012; Schwertmann 1985). Лепидокрокит – типично почвенный гидроксид Fe. Формирование лепидокрокита наряду с аутигенными смектитами говорит о затрудненных дренажных условиях и периодических засухах.

Выявленная смена почвенного покрова во времени отвечает нарастанию аридности климата и увеличению удаленности территории суши от береговой линии, когда гидроморфные почвы мангровых лесов сменяются сначала почвами комплексных, но преимущественно болотистых ландшафтов типа “Эверглейдс” (уровень КНУ) и далее – автоморфными почвами семиаридного типа (уровень VN2). Для последних характерно формирование вторичных (почвенных) карбонатов. Данный процесс имеет место при величине атмосферных осадков < 760 мм /год (Tabor, Myers 2015 и др). Детально реконструкции климата даны в Главе 8. Полученные данные могут свидетельствовать о том, что в данном временном интервале имело место увеличение амплитуды колебаний уровня моря, которое сопровождалось увеличением площади суши и длительности субаэральных

обстановок. Последнее особенно характерно для границы михайловского-веневского интервалов, когда на значительной территории Московского осадочного бассейна формировались сложные педокомплексы (см следующий раздел 3.3). Данные Голонка с соавт. (Golonka et al. 2006) и Cao с соавт (Cao et al. 2017) указывают, что в течение девона площадь суши оставалась практически без изменений, а в карбоне наблюдался неуклонный рост в среднем на 3 % (с 19 до 22 % по данным Golonka et al. 2006 и с 21 по 24 % по данным Cao et al. 2017).

3.2.2. Акульшинский палюстринный комплекс

Детальные исследования были направлены на изучение несогласия в кровле михайловского горизонта (Холмское несогласие, уровень КНУ), известного в геологической литературе как «черный ризоидный известняк», «поверхность Геккера-Швецова», «Акульшинский палюстринный комплекс» (АПК) (Швецов 1922; Махлина с соавт. 1993, 1994; Gibshman et al. 2009; Кабанов с соавт. 2012; Kabanov et al. 2014; Алексеева с соавт. 2016а, 2016б; Alekseeva et al. 2016). Отложения этого уровня были выявлены в шести карьерах – Новогуровский, Малиновский, Полотняный завод, Бронцы, Куракино и Змеинка (Московская, Калужская, Рязанская области) (Фототаблица VIII). Разрез в карьере Полотняный завод является одним из опорных разрезов визейско-серпуховского интервала для южной части Московской синеклизы (Махлина с соавт. 1993; Вевель с соавт. 2007). Полнота профиля и ведущиеся разработки в карьере объясняют наш интерес к этому объекту. Полевые описания отложений этого уровня в карьерах Бронцы и Полотняный завод даны в Приложениях II, III, IV.

АПК, как правило, подстилает палеопочва типа вертисоли. В карьере Полотняный завод в подошве АПК формируется педокомплекс, состоящий из двух палеопочв разного генезиса (Фототаблица IX).

Ниже приводится обобщенное морфологическое описание АПК. Черный “ризоидный” пресноводный известняк (мергель) стратиграфически несогласно, плащеобразно залегает на древней дневной поверхности. Неровная его подошва повторяет древний рельеф, который определяет мощность АПК. Она колеблется от первых см до 1.3 м, наиболее характерная мощность составляет 60–80 см. Кровля АПК горизонтальная, согласная с вышележащим известняком веневского горизонта. Черный известняк имеет множественные внутренние седиментационные несогласия в виде горизонтально выдержанных зон, различающихся по мощности, цвету и твердости. В карьере Полотняный Завод эти зоны разделяют тонкие углистые прослои. В карьере Змеинка имеются два слоя черного ризоидного известняка, разделенные слоем морского известняка. В карьере Бронцы он сложен двумя (часто и тремя) наложенными друг на друга пачками .

Подошва черного известняка, как правило, представляет собой светло-серый, относительно мягкий, мучнистый известняк, пронизанный корнями. В карьерах Полотняный Завод и Бронцы здесь встречены *Stigmara ficoides* в естественном горизонтальном залегании. Выше он переходит в черный, крепкий, колкий известняк. Характерными особенностями АПК являются отсутствие морской фауны и густая сеть разнонаправленных ризолитов - полых каналов с преимущественно вертикальной ориентацией, которые пронизывают всю толщу, включая подошву. В кровле частота встречаемости ризолитов возрастает. По стенкам каналов развито ожелезнение. Материал насыщен мелким органическим детритом. В кровле черного известняка залегает плитчатый мергель, мощность которого составляет 1–10 см.

Минеральный состав АПК во всех карьерах близок. Валовые образцы практически на 100 % состоят из кальцита. В качестве незначительной примеси в них содержатся кварц. Слои – горизонтальные зоны, различающиеся морфологически и химически (например, по величине отношений Ti/Al, CIA-K)

Таблица 5. Величины геохимических индексов для Акульшинского палеостричного комплекса (АПК) и палеопочв 1 и 2 (ПП1 и ПП2) в карьере Полотняный завод .

Слой	Ti/Al	PWI	CIA-K	CIA	Ba/Sr	Rb/Sr	Ga, *10 ⁻³ , %
Разрез ПЗ – I							
АПК 30/1	0.28	4.32	7.48	0.003	0	0	0.2
ПП2 29/4	0.12	3.59	23.61	0.008	0	0	0.3
29/3	0.24	2.93	12.94	0.003	0	0	0.3
ПП1 29/2	0.06	18.55	56.72	0.710	0.52	0.160	2.5
29/1	0.06	16.16	15.32	0.030	0	0	0.6
Разрез ПЗ-II							
ПП1 29/2	0.05	9.65	74.42	0.790	0.80	0.150	2.3
29/1	0.10	1.91	50.69	0.010	0	0.010	0.4
Разрез ПЗ-III							
АПК 30/4	0.17	3.50	20.91	0.006	0.07	0.017	0.3
30/3	0.14	2.67	29.90	0.007	0.01	0.015	0.3
30/2	0.11	2.37	37.25	0.009	0	0.002	0.3
30/1	0.31	2.31	14.03	0.002	0	0	0.3
ПП1 29/2	0.06	9.61	74.95	1.00	1.14	0.260	2.8
29/1	0.22	1.97	21.66	0.004	0	0.012	0.3

Номера слоев см в Приложении II

(Таблица 5), несколько разнятся по минеральному составу, в первую очередь, по содержанию кварца. Данный факт говорит о сложной истории формирования отложений АПК, многоэтапности и, возможно, смене источника поступающего материала. В карьере Полотняный Завод в черном “ризоидном” слое обнаружен в качестве включения крупных размеров валун морского известняка, что может быть объяснено большой силой переносившего его потока. Илистая фракция черной “ризоидной” части АПК сложена микритовым кальцитом, смектитом и каолинитом в разных соотношениях. В карьерах Новогуровский и Малиновский он представлен триоктаэдрическим Mg – смектитом (сапонитом), в остальных карьерах – диоктаэдрическим смектитом – бейделлитом. Оба минерала имеют аутигенную природу.

В материале кровли черного “ризоидного” известняка – плитчатого мергеля доминирует кварц, присутствуют слюда и каолинит, т.е. кровля АПК формировалась при существенном влиянии терригенного материала.

Как уже говорилось выше, во всех карьерах в подошве «черного ризоидного известняка» обнаружена палеопочва, сформированная на тяжелой смектитовой глине (вертисоль), имеющая разную степень сохранности.

В карьере Полотняный завод на этом уровне сформирован педокомплекс, состоящий из двух палеопочв разного генезиса - ПП1 типа вертисоли и ПП2 карбонатная на мергеле. Палеопочвенный комплекс залегает на известняке кремового цвета мощностью до 90 см. Кровля его эродированная, волнистая, перепад высот достигает 20 см и более, не несет следов растворения, не имеет каверн, либо трубок растворения, местами брекчирована. Повсеместно в стенке карьера ниже кровли этого слоя встречаются *Stigmaria ficoides* в естественном, практически горизонтальном залегании. Стигмарины расположены на глубине около 20 см от кровли известняка и могут достигать в длину 1 м и более. Карстовые карманы в кровле известняка выполняет глина рыхлая, пластичная, пятнистая, зеленовато-серых (оливковых) тонов, на которой сформирована вертисоль (ПП1 педокомплекса). Мощность слоя глины составляет 5-10 см. Выше оливковая глина плавно переходит в маломощный (2–5 см) органогенный горизонт А, местами

массивной, местами структурированной, распадающейся на угловатые отдельности – агрегаты. В этом слое во множестве встречены макроскопические объекты биологического происхождения в виде монолитных карбонатных палочек, по-видимому, представляющих собой экскременты насекомых либо их заполненные ходы – норы, а также ризолиты - корневые трубочки и отпечатки вегетативных органов хорошей сохранности. Местами в слое присутствуют стигмарины, еще чаще их ожелезненные аппендиксы. Электронномикроскопическое изучение материала этого горизонта подтвердило его высокую биогенность. Во множестве присутствуют биологические объекты в форме палочек диаметром 150–300 мкм, фрагменты растительных тканей.

Базовые характеристики этой палеопочвы в изученных карьерах даны в Таблице 6. Валовые образцы нижнего горизонта ПП1 сложены преимущественно кальцитом с незначительной примесью смектита. В верхнем органогенном горизонте доминирует смектит, помимо которого присутствуют каолинит и, в следовых количествах, кальцит. Илистая фракция обоих горизонтов в качестве основной фазы содержит диоктаэдрический смектит – бейделлит. Оба горизонта содержат каолинит, а верхний горизонт дополнительно содержит гетит. Наблюдается заметный рост содержания каолинита в кровле (Рисунок 42).

Вышележащая ПП2 обнаружена фрагментарно. Она сформирована на пресноводном мергеле. В основании ПП2 - мергель плотный, твердый, светло-серый с коричневым оттенком, распадается на угловатые отдельности. Мощность слоя составляет 10–15 см. Слой густо пронизан образованиями, которые представляют собой корни либо стебли, собранные в пучки. Участки мергеля в местах их скопления ожелезнены. Корни/стебли располагаются под разными углами: вертикально, горизонтально и наклонно, имеют диаметр до 5 мм, длину до 10 см. Слой содержит множественные микроскопические раковины моллюсков. Вышележащий слой мергеля имеет более темную окраску, обусловленную присутствием углистого растительного детрита. Мощность его колеблется в пределах 10–18 см. Этот слой также густо пронизан

Таблица 6. Базовые характеристики верхних частей профилей палеопочв в подошве Акульшинского палеостричного комплекса (ПП1 – нижняя палеопочва 1, ПП2- верхняя палеопочва 2) (уровень КНУ) для изученных карьеров

Карьер	CaCO ₃ , %	Содержание фракции <2 мкм, %	Сорг, %	δ ¹³ С, ‰ (PDB)
ПП1				
Полотняный завод (верхний горизонт трех профилей)	3.92-14.98	65.0-78.13	1.46-2.03	-5.10
Новогуровский	1.52	79.10	следы	не опр.
Малиновский	6.70	80.48	следы	не опр.
Змеинка	7.04	79.63	0.19	-12.15
ПП2				
Полотняный завод Слой 29/4	94.13	4.30	0.49	-4.25
Слой 29/3	93.64	1.30	0.28	-5.45

стеблями/корнями, собранными в пучки. Он венчается маломощным (1–2 см) темным, оглиненным, неоднородно окрашенным горизонтом А, к кровле переходящий в тонкий (до 0.5 см) углистый слой. Кровля ПП2 неровная, бугристая. В отдельных местах обнажения профиль ПП 2 различается по типу корневых систем. Часто здесь присутствуют корневища стигмарий. Они располагаются вертикально и наклонно, часто пронизывают обе палеопочвы педокомплекса. Такое расположение стигмарий отчасти свидетельствует о произрастании растений на удаленности от береговой линии (Мосейчик, 2009). Еще один из обнаруженных типов корневых систем представлен достаточно редкими, одиночными корнями. Они имеют диаметр 3–5 мм, удлиненную форму, лишены боковых отростков; темного, практически черного цвета, ориентированы преимущественно вертикально, реже наклонно, и пронизывают профиль на всю его глубину. Ожелезнение материала корневых ходов и прилегающих к ним зон отсутствует. Педокомплекс перекрывает АПК, выравнивая неровности кровли палеопочв. Базовые характеристики ПП2 даны в Таблице 6. Палеопочва высококарбонатна: содержание кальцита находится в пределах 63–94%. Содержание тонкодисперсной фракции составляет от 1 до 11%. Верхняя часть профиля несколько оглинена. Содержание $C_{орг}$ – 0.28–0.49%, с максимумом в верхнем горизонте.

Минеральный состав валовых образцов всего профиля палеопочвы на 100% кальцитовый. Илистая фракция нижнего горизонта обогащена каолинитом. В заметном количестве здесь содержится микритовый кальцит. Дополнительно в качестве примеси присутствуют смектит и гетит. Илистая фракция верхнего горизонта бескарбонатна. Здесь отмечается уменьшение содержания каолинита и, напротив, несколько увеличивается доля смектита и гетита (Рисунок 42).

Базируясь на морфологических особенностях данного компонента комплекса и его аналитических характеристиках, полагаем, что почвообразующей породой ПП2, возможно, служат микробиологические

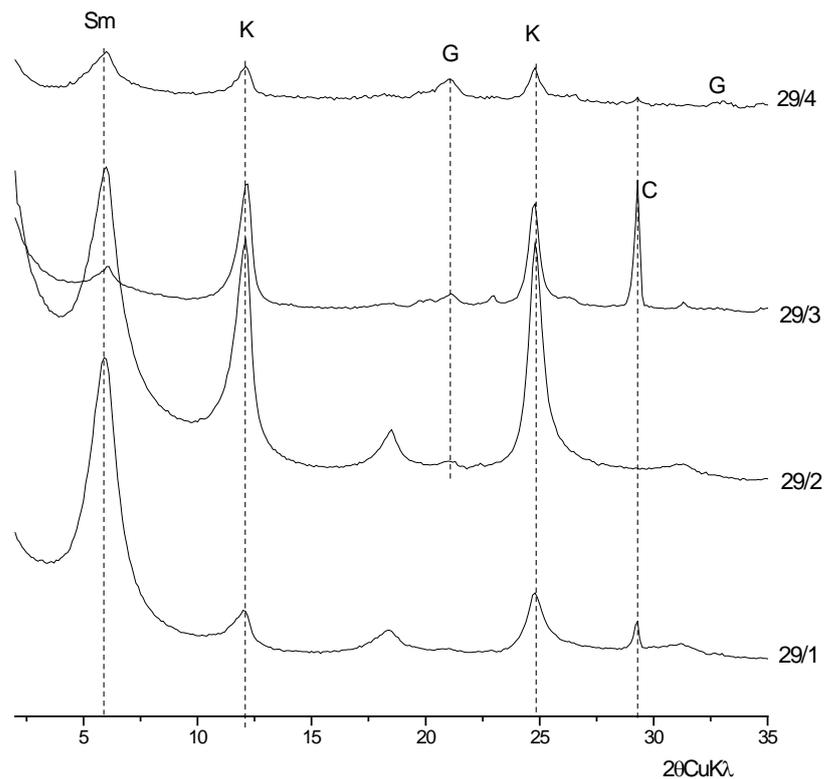


Рисунок 42. Карьер Полотняный завод. Минеральный состав илистой фракции (образцы насыщены Mg^{2+} , воздушно – сухие) педокомплекса в подошве КНУ (данные рентгеновской дифрактометрии): слои 29/1 и 29/2 – ПП1, слои 29/3 и 29/4 - ПП2. Обозначения: Sm- смектит, К- каолинит, G- гетит, С- кальцит.

постройки, сформированные в пресных (озерных) водах – микробиолиты. В соответствии с классификацией Рош с соавт. (Roche et al. 2018) морфологически эти микробиолиты представляют собой постройки типа «цветной капусты» и плоские (корковые) формы. Обе формы построек характерны для мелководно озерных условий и прибрежной зоны. Они не демонстрируют слоистости и могут быть классифицированы как тромболиты. Аргументами в пользу этого предположения помимо фрагментарного развития осадков данного типа является также их непосредственная ассоциация с палеостричным комплексом. Микробиолиты встречаются в геологической летописи начиная с докембрия. Детальные исследования аналогичных построек олигоцен-миоценового и плейстоцен-голоценового возраста даны в работах Рош с соавт. (Roche et al. 2018) и Веннин с соавт. (Vennin et al. 2019).

Геохимические индексы выветривания для комплекса из карьера Полотняный Завод даны в Таблице 5. Результаты, показывая, что индексы “РWТ”, “СIА- К” и “СIА” наилучшим образом расчленяют отложения данного несогласия на морфологически и аналитически обозначенные составляющие: АПК, ПП 2 и ПП 1. Максимальные значения этих индексов характерны для ПП 1, минимальные – для АПК. Для всех составляющих несогласия имеет место нарастание величин этих индексов вверх по разрезу. Величины этих трех индексов для отдельных подзон АПК подчеркивают морфологически выраженную слоистость АПК и подтверждают гипотезу о периодической субаэральной экспозиции стадийно формирующих их осадков. Почвенные горизонты комплекса характеризуются также ростом отношений Ba/Sr, Rb/Sr и ростом концентрации Ga.

Все составные части комплекса в той или иной степени карбонатны. Результаты изучения изотопного состава С карбонатов для комплекса из карьера Полотняный завод даны на Рисунок 43. Полученные значения изменяются в пределах: $-6.28\% < \delta^{13}\text{C} < -1.41\% \text{ PDB}$. Максимальное значение $\delta^{13}\text{C}$ характерно для карбонатов из плитчатого мергеля в кровле АПК, которое отвечает изотопному

$\delta^{13}\text{C}$, ‰

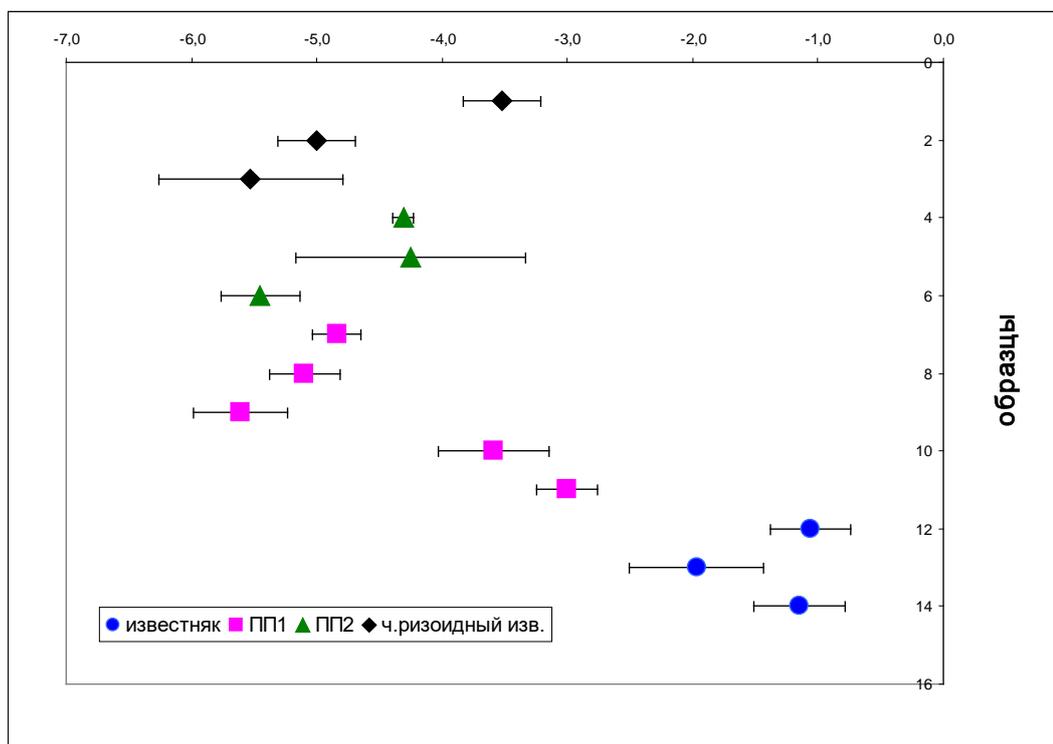


Рисунок 43. Карьер Полотняный завод. Изотопный состав С карбонатов отложений уровня КНУ.

составу С карбонатов морских бассейнов. Остальные полученные значения “облегчены” относительно морских карбонатов.

Изотопный состав С карбонатов черного “ризоидного” известняка находится в пределах: $-4.34\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -2.19\text{‰}$, что типично для палеостринных (болотно – озерных) карбонатов (Alonzo-Zarza 2003; Alcicek, Alcicek 2014). Изотопный состав карбонатов палеопочв в подошве АПК еще более облегчен ($-6.28\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -4.55\text{‰}$) и характерен для почвенных карбонатов, несмотря на возможное его

“разбавление” тяжелым изотопом морских карбонатов и утяжеление под воздействием диагенетических преобразований осадка (Stevenson et al. 2005; Alçiçek, Alçiçek.2014). Изучение изотопного состава микритового кальцита в составе илистых фракций обеих палеопочв и черного “ризоидного” известняка показало, что он еще более облегчен и имеет характерные для почвенных карбонатов значения, достигающие $\delta^{13}\text{C} -10\text{‰}$ (PDB).

Совокупность полученных данных позволила предложить модель формирования Холмского несогласия, упрощенная схема которого приведена на Рисунке 44. В полном объеме она реализована только в отложениях карьера Полотняный завод, где палеопочвенный покров включал помимо вертисоли, также карбонатную палеопочву на мергеле луговом. Нумерация слоев на этой схеме привязана к стратиграфической колонке отложений в карьере Полотняный завод (Рисунок 19). Полученные результаты позволяют полагать, что субаквальный этап I, когда мягкий известковый субстрат слоя 28 был заселен мангровым типом растительности (лепидодендроновые), сменяется этапом незначительного поднятия, сопровождавшимся размывом территории в условиях высоко динамической обстановки (этап II). Эта ситуация затронула всю изученную в настоящей работе территорию (расстояние между крайними точками исследования составляет около 200 км). Результатом ее стало формирование выраженного рельефа кровли слоя 28. Вероятнее всего, имела место субаэральная экспозиция всей территории, которая, вместе с тем, не сопровождалась заметным преобразованием материала верхней части

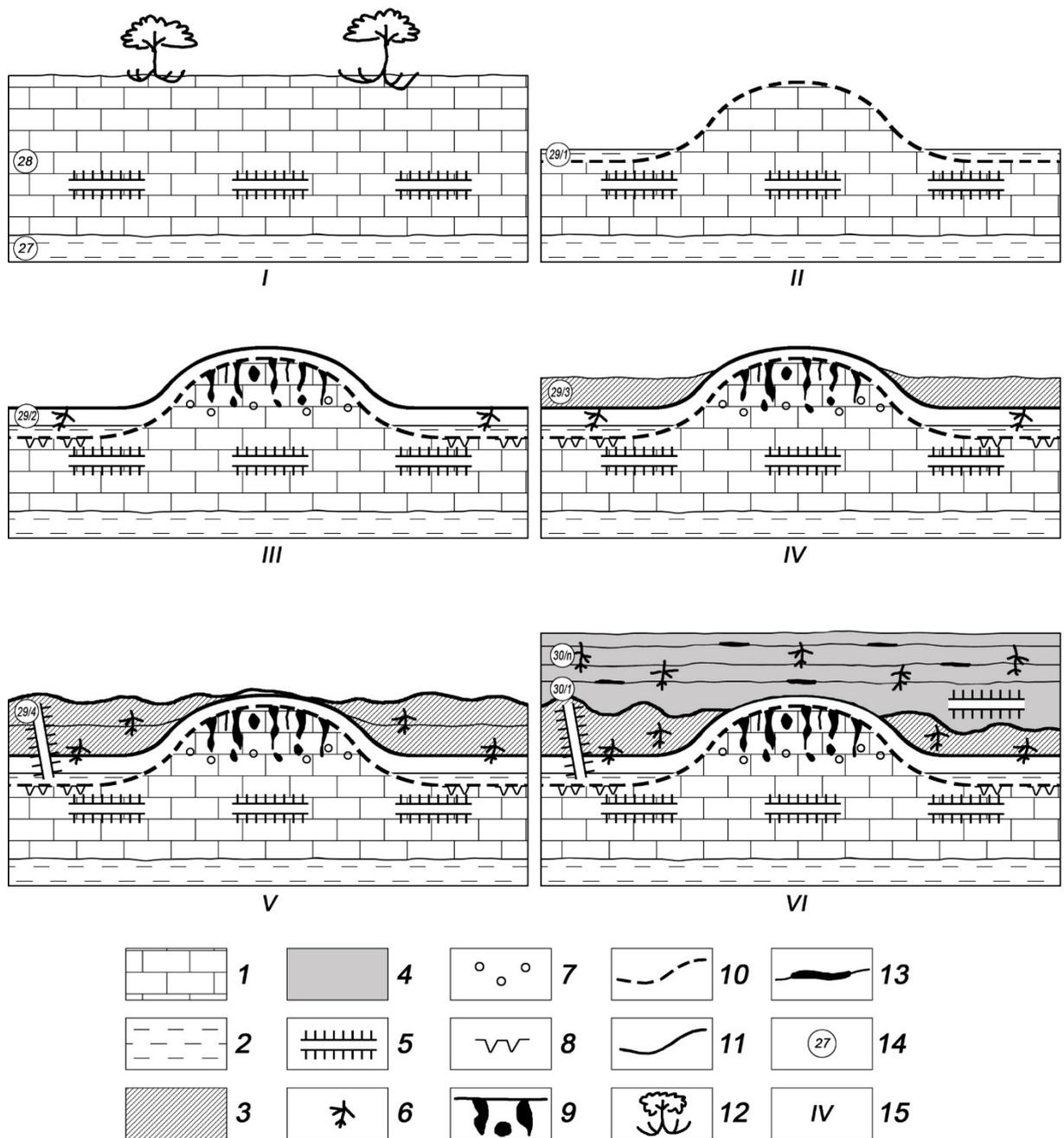


Рисунок 44. Обобщенная схема формирования отложений, слагающих несогласие уровня КНУ.

Легенда: 1 – известняк; 2 – глина; 3 – мергель болотный; 4 – палеостринный комплекс; 5 – стигмария; 6 – ризоиды/корни; 7 – Fe-конкреции; 8 – брекчированная поверхность известняка; 9 – карст; 10 – поверхность субаэральной экспозиции без признаков почвообразования; 11 – поверхность палеопочвы; 12 – мангровая растительность; 13 – прослои углей; 14 – номер слоя; 15 – этап формирования несогласия. Схема дана не в масштабе.

известковой толщии слоя 28, т.е. была сравнительно кратковременной. В качестве исключения можно назвать несогласие в карьере Бронцы, где кровля кораллового рифа в подошве несогласия сильно преобразована выветриванием. На следующем этапе понижения в рельефе (“карманы”) заилились бентонитовой глиной слоя 29/1, на которой началось формирование ПП1 тип I (слой 29/2). В условиях достаточно хорошо выраженного рельефа дневной поверхности сформировался неоднородный почвенный покров (этап III): в понижениях формируются вертисоли (ПП1 тип 1), а на возвышенных участках – карбонатные почвы типа камбисоль (ПП1 тип 2). В обоих случаях ПП1 – это нейтрально-щелочные субэральные почвы, ни на морфологическом, ни на субмикроскопическом уровнях не несущие признаков гидроморфизма: например, не обнаружен пирит, сидерит либо другие характерные для таких обстановок минералы. Накопление таких продуктов выветривания, как каолинит и гетит, отвечают субтропическому типу климата. После прохождения этого этапа началось постепенное, многоступенчатое опускание территории и ее затопление пресными водами. На этапе IV затопление территории коснулось преимущественно понижений рельефа, в то время как почва возвышений (ПП1 тип 2) продолжила свое развитие в автоморфном режиме. Как следствие, она характеризуется более высокими значениями некоторых геохимических индексов, таких как CIA-K, CIA и Ba/Sr. Морфологически для нее характерно специфическое глубокое преобразование материала кровли известняка слоя 28: сахаровидный облик, бурая пятнистость и др. Параллельно, в понижениях рельефа идет накопление болотного пресноводного мергеля (ПП 2 – слои 29/3 и 29/4), возможно представляющего собой микробиологические постройки – микробиалиты. Осушение дна сопровождалось заселением его разнообразной мелкой растительностью и редкими деревьями мангрового типа. На этапе V слой 29/4 выходит на поверхность, незначительно оглинивается и химически преобразуется. В частности, на фоне разрушающего каолинита возрастает доля гетита. Характерное для ПП 2 локальное развитие глеевых процессов свидетельствует о периодическом колебании уровня воды (субэральная-субаквальная почва). На восстановительные условия, в которых шло развитие территории на этом этапе,

указывают, в частности, морфологические особенности корневых систем (ризолитов) – их почти черный цвет. На этапе VI вся рассматриваемая территория ушла под воду, и началось многоступенчатое формирование пресноводного черного “ризоидного” известняка (слой 30). Практическое отсутствие в его вещественном составе терригенного материала свидетельствует об аутигенной природе материала этого слоя. Подошва слоя 30 повторяет форму бугристой поверхности слоя 29, а далее, отлагаясь на дне мелкого пресноводного водоема, прослой карбонатного ила уже принимают горизонтальное залегание. Описанные выше различия подслоев: морфологические, минералогические, геохимические, а также прослой углей говорят о периодических перерывах в осадконакоплении, сопровождавшихся несущественным синлитогенным выветриванием/почвообразованием в субаэральных обстановках. Включения пород (напр., валунов) (Фототаблица VIII В) указывает на наличие динамичных процессов, участвовавших в перемещении и физической обработке поверхностей крупных фрагментов известняка в условиях мелководья.

Этап, отвечающий границе михайловского и веневского горизонтов – один из трех значимых регрессивных этапов в визе наряду с тульско-алексинским и алексинско-михайловским (Alekseev et al. 2004). Полученные нами данные указывают на значительную длительность континентального этапа на границе михайловского и веневского горизонтов. Выявленная последовательная смена отложений, слагающих несогласие, указывает на последующее поэтапное (дискретное) погружение территории на рубеже михайловского–веневского этапа.

Снизу и сверху Холмское несогласие заключено в пачки морского известняка. Компоненты этого “сэндвича” могут быть сравнимы с отдельными элементами современных ландшафтов маршевого типа, например, Национального Парка «Эверглэйдс» (Platt, Wright 1992). Протяженность низменности с запада на восток составляла как минимум 200 км, что превышает размеры этого национального парка. По климатическим особенностям (теплый полугумидный климат) изученный объект также близок современным ландшафтам Флориды.

3.2.3. Палеопочвы среднего и позднего карбона

В разделе 2.3.3. было сказано, что палеопочвы среднего и позднего карбона с разной степенью детальности изучены на следующих стратиграфических уровнях: каширский подъярус московского яруса – 2 уровня; подольский и мячковский подъярусы московского яруса -7 уровней; касимовский ярус -2 уровня; гжельский ярус – 1 уровень (Рисунок 20).

Три палеопочвы среднего карбона в отложениях московского яруса изучены комплексно. Это палеопочва лопасненской свиты каширского подъяруса в карьере Малый Студенец; палеопочва в кровле васькинской свиты подольского яруса в карьерах Горы и Акатьево и палеопочва мячковского горизонта в карьере Касимов. Они являются частью московских - ниже касимовских мелководных глинисто-карбонатных отложений Московской и севера Рязанской областей. Ранее морфологические и микроморфологические исследования этих объектов проведены П.Б. Кабановым (Kabanov 2003).

Палеопочва в карьере Малый Студенец (MS-I) венчает несогласие в кровле лопасненской свиты (новоберезовское несогласие) (СШ 54° 12'55.2'', ВД 41° 54'30.9'') (Рисунок 45). Морфологически она представляет собой слой терригенных осадков тяжелого гранулометрического состава мощностью около 20 см. Верхние 10 см гумусированы и агрегированы. Содержание $C_{орг}$ в этой части несогласия достигает 0.5 %. В подошве пачки обильно присутствует остаточная брекчия известняка. Подстиляется терригенная пачка двумя слоями кремней: мелких разреженных и ниже – в виде сплошного слоя мощностью до 10 см. Палеопочва снизу и сверху заключена в слои морского известняка. Известняк в

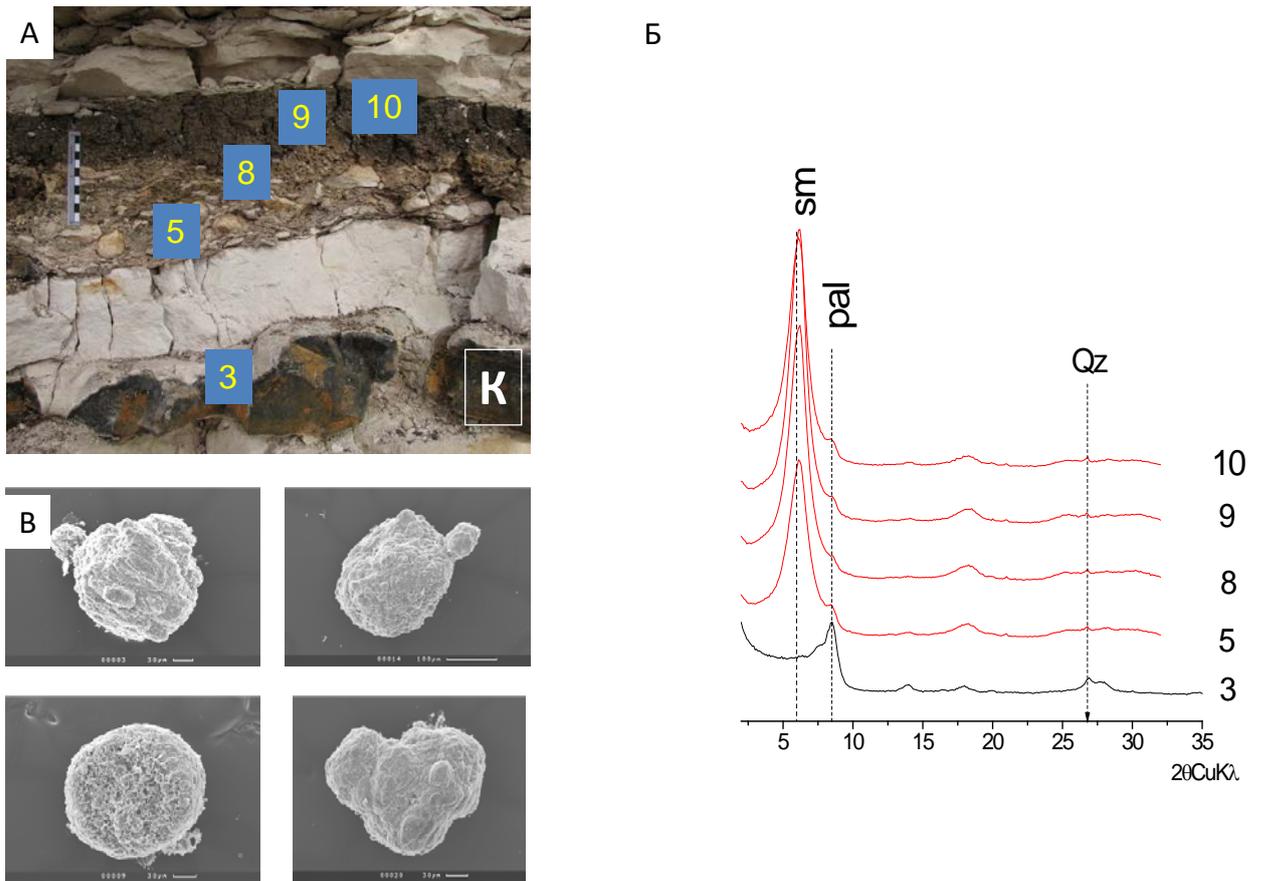


Рисунок 45. Карьер Малый Студенец. Палеопочва MS-I в кровле каширского горизонта (московский ярус среднего карбона). А - фото несогласия. К - нижний горизонт кремней; Б - рентген-дифрактограммы илистой фракции (Mg^{2+} -насыщенные, воздушно-сухие образцы), нумерация дана в соответствии с Рисунком 46 А. Обозначения: smectite - смектит, Pal - палыгорскит, quartz – кварц; В- морфология зерен кварца из слоя 10 (данные СЭМ).

подошве палеопочвы монолитный, имеет слабые признаки субэдрального преобразования: отмечаются мелкие прожилки микритового калькрета с ассоциирующими ризокрециями, мелкие (<1 мм) и нечастые ваговые поры; макроскопические полости растворения не наблюдаются.

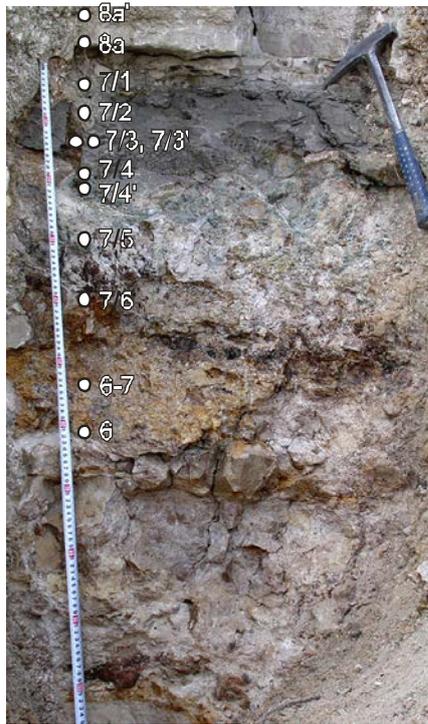
Данная палеопочва была интерпретирована как вертисоль со следующими характерными признаками. Тяжелый гранулометрический состав (40 - 80 % ила) с ярко выраженным оглиниванием верхней части профиля (+ 40 % ила), смектитовый (низкозарядный, богатый Mg бейделлит) состав ила, отсутствие профильной дифференциации минералогического состава ила. Показано, что бейделлит является продуктом выветривания палыгорскита, присутствие которого отмечено в нижней части профиля (как во фракции < 2 мкм, так и в крупной фракции, > 2 мкм). Особенностью обменного комплекса является преобладание Mg^{2+} (32 %). Свидетельствами интенсивного химического выветривания являются также величины молярных отношений, подвижность кремнекислоты. Она выражается в глубокой степени преобразования зерен кварца и полевых шпатов песчаной размерности, профильном перераспределении кремнекислоты с формированием двух горизонтов аккумуляции кремней (Алексеева с соавт.2010). Профиль отмыт от карбонатов, их содержание в верхней части профиля составляет 8% (по сравнению с 60 % в подошве). Несмотря на темно-коричневую окраску верхней части профиля палеопочвы содержание $C_{орг}$ низкое (0.1 - 0.4 %). Комплекс полученных аналитических характеристик позволяет предположить, что изученная ископаемая почва характеризуется щелочным (или нейтральным) рН. Рассчитанная на основании химического состава величина среднегодовых атмосферных осадков составляет 700 ± 180 мм/год. В наши дни формирование почв типа вертисоль осуществляется в климате со среднегодовыми температурами 16-29°C и средней величиной осадков - 500-900 мм/год. Необходимым условием для ее формирования является сезонность климата - наличие выраженных влажных и сухих эпизодов.

Палеопочва из разреза Горы, развитая в кровле васькинской свиты подольского горизонта московского яруса среднего карбона (т.н.

Сенницеручейская палеопочва) была также прослежена в карьерах Акатьево и Приокский (Рисунок 20). Профиль субаэральной экспозиции состоит в нижней части из глубоковыветрелой окарбоначенной палеопочвы типа «рендзины» с хорошей сохранностью профиля, включая верхнюю глинистую часть (Т₁ на Рисунок 46). Мощность последней составляет около 30 см. Морфологически материал представляет собой палевый плотный суглинок, распадающийся на комковатые отдельности размером 3-5 см. Нижний 7 см слой на границе с коричневато-серым плотным известняком представляет собой уплотненный белесый карбонатный материал с коричневыми мажущимися зонами. На глубине 0.5-1.0 м от древней дневной поверхности сформирован горизонт кремнистых конкреций. Рендзина перекрыта плитчатым (слоистым) глинистым чехлом - скорее всего осадками эфемерных континентальных озер – плайя, мощностью около 20 см (Т₂ на Рисунке 46). Перекрыт комплекс слоем гравийника и далее тиховодными микрозернистыми известняками горской свиты.

В минералогическом составе как валовых образцов, так и илистой фракции из обеих глинистых частей комплекса преобладающей фазой является палыгорскит (Рисунки 47, 48, 49). Рендзина дополнительно содержит сепиолит, тонкодисперсный вторичный кальцит (микрит) и гипс. Наличие сепиолита и отсутствие терригенных минералов в пределах данного слоя свидетельствуют в пользу аутигенного генезиса минералов. Наличие гипса свидетельствует о гиперсоленых обстановках. Изотопный состав микрита ($\delta^{13}\text{C} - 4.59 \pm 0.3 \text{‰}$) показал, что карбонаты имеют почвенный генезис. В составе глинистого чехла помимо палыгорскита содержится кварц, что свидетельствует в пользу его терригенного происхождения. По магнитным свойствам изученную толщу можно охарактеризовать как слабомагнитную. В илистой фракции толщи палеопочвы фиксируется обогащение соединениями железа, представленными ферромагнитной фазой (магнетитом или маггемитом), по магнитным параметрам близкой

А



Б

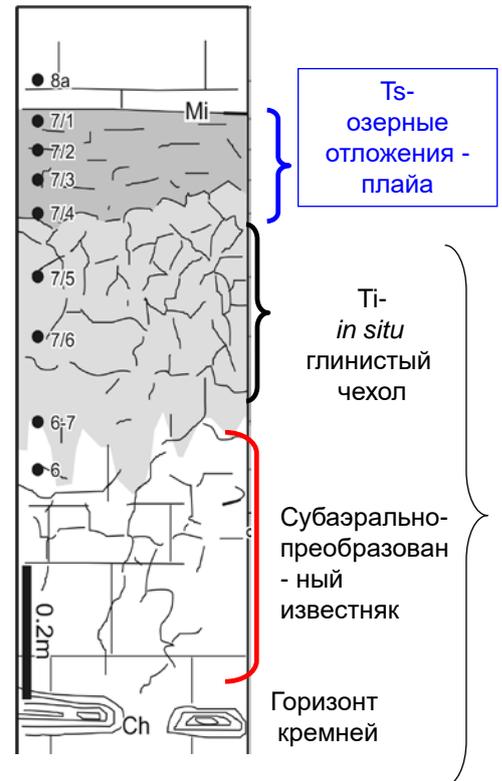


Рисунок 46. Карьер Горы. Палеопочва в кровле васькинской свиты подольского горизонта московского яруса среднего карбона (т.н. Сенницеручейская палеопочва). А - фотография с нанесенными номерами горизонтов опробывания; Б - схематическое строение педокомплекса.

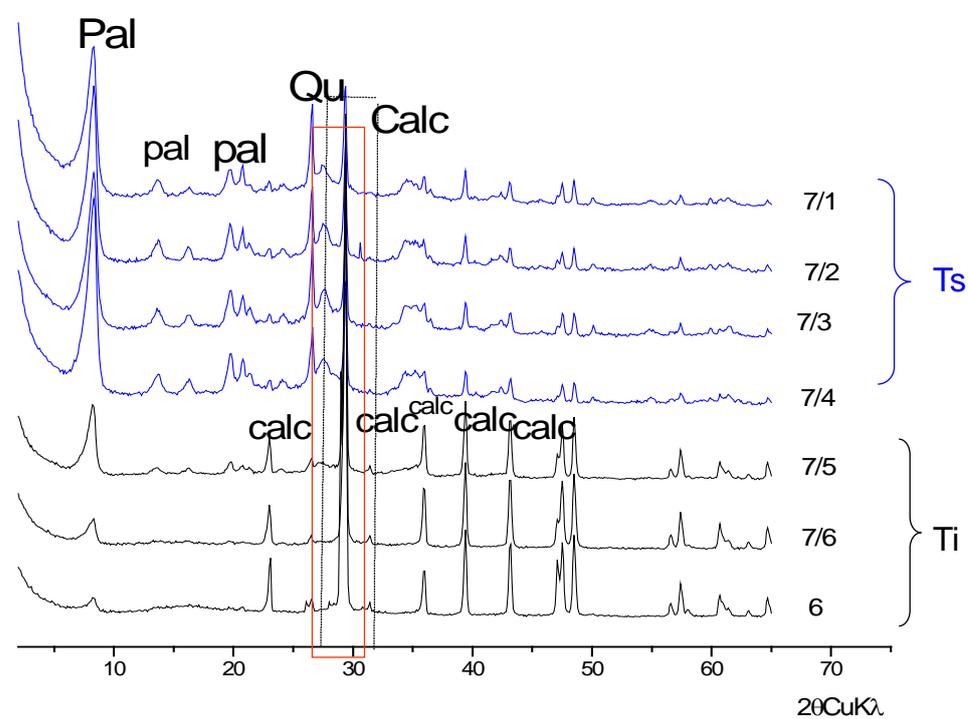


Рисунок 47. Карьер Горы. Минеральный состав валовых образцов (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: Pal - палыгорскит; Qu- кварц; Calc- кальцит. Остальные обозначения см Рисунок 46.

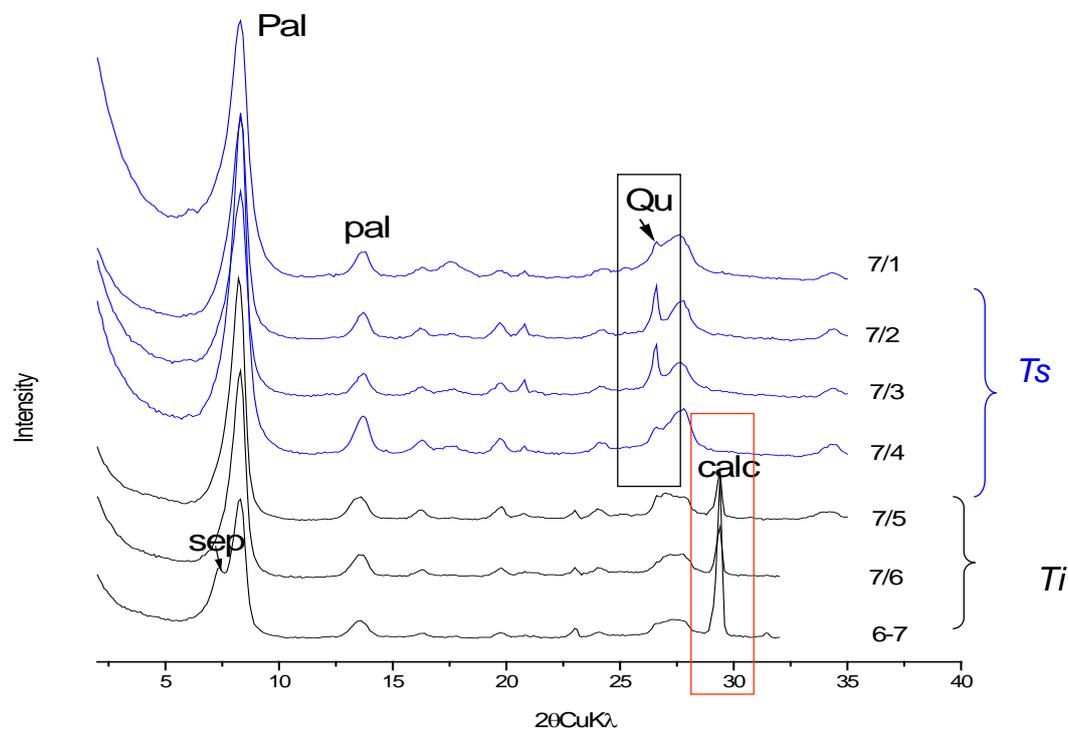


Рисунок 48. Карьер Горы. Минеральный состав илистой фракции (данные рентгеновской дифрактометрии, Mg-насыщенные, воздушно-сухие образцы). Обозначения: Pal - палыгорскит; Sep- сепиолит; Qu- кварц; Calc- кальцит. Остальные обозначения см ок 46.

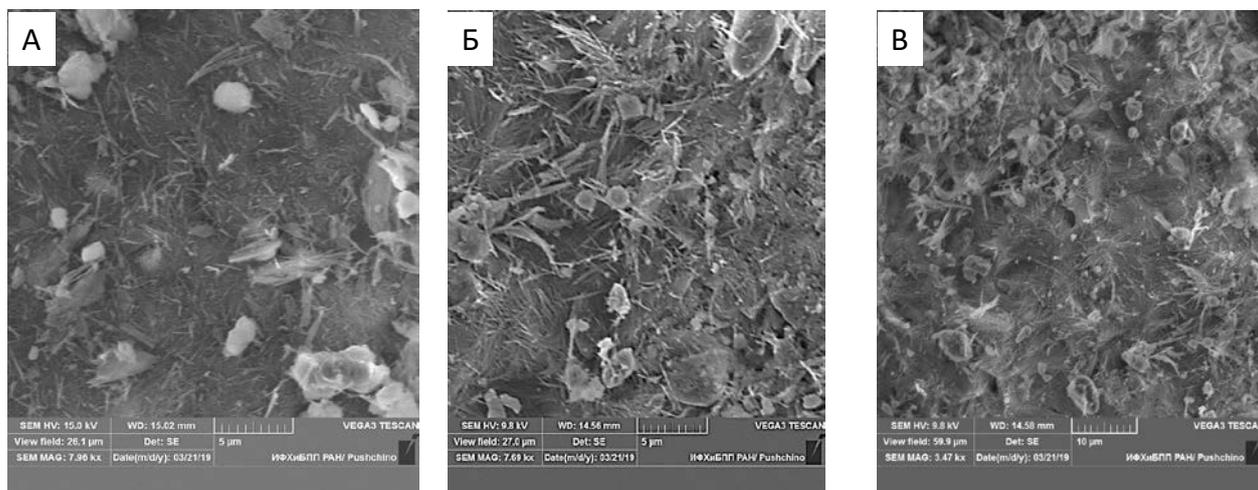


Рисунок 49. Карьер Горы. Морфология палыгорскита: А - уровень Ts, слой 7/4; Б- В- – уровень Ti, слой 7/5 (данные СЭМ).

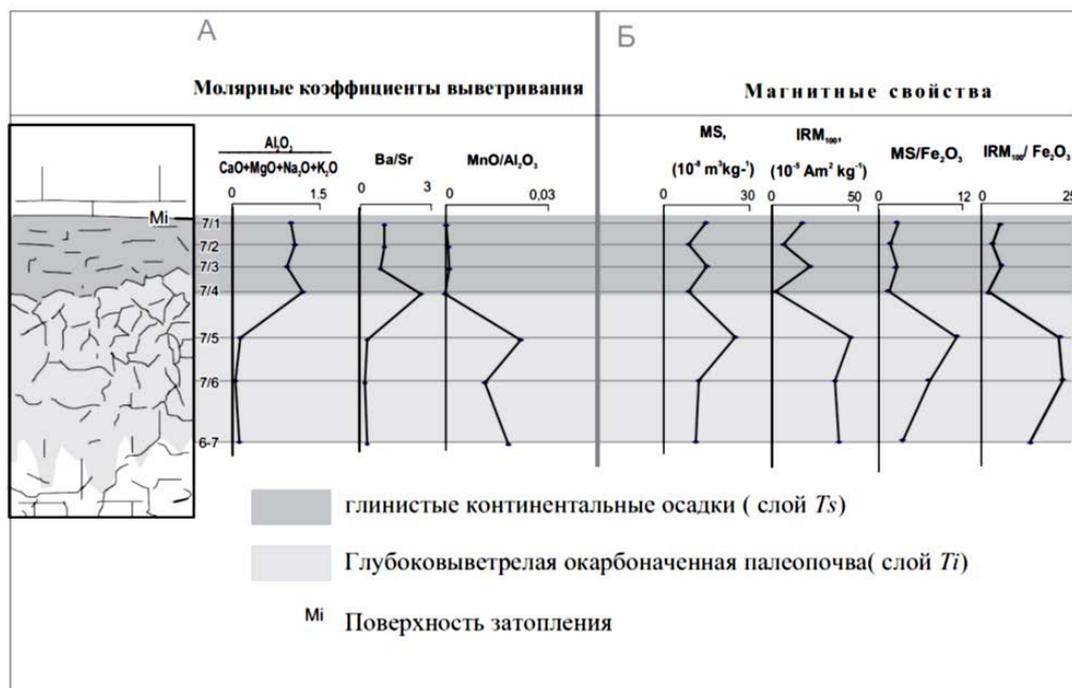


Рисунок 50. Карьер Горы. Базовые характеристики педокомплекса.

к почвенным магнетитам (Maher, Thompson 1994). В палеопочве отмечается существенное увеличение отношения Ba/Sr (ок 50). Величины его достигают 3, что отвечает глубокой выщелоченности. Отношение Mn/Al, используемое как индикатор почвообразования демонстрирует увеличение начиная с центральной части профиля. Увеличение концентрации MnO здесь может объясняться активизацией биологической активности с максимумом в подповерхностной части профиля.

По комплексу полученных свойств данная палеопочва отнесена к Ca-Mg палыгорскитовой аридной почве (аридисоль). Необходимыми условиями для формирования минералов группы палыгорскита-сепиолита в осадочных породах и почвах являются щелочные ($pH > 7.5$) обстановки, высокая активность Si и Mg, и низкая активность Al (Singer 1984, 1989; Khormali, Abtahi 2003). На тип

формирующегося Mg- силиката оказывают влияние величина отношения Si/Mg и соленость в обстановках их формирования (Pozo, Calvo 2018). Палыгорскит и сепиолит – минералы эвапоритовых обстановок. Они являются индикаторами аридного литогенеза. Например, в наши дни палыгорскитовые почвы южного Ирана формируются в хорошо дренируемых обстановках теплого климата с величиной атмосферных осадков 100-300 мм/год (Khormali, Abtahi 2003). Палыгорскитовая палеопочва плейстоценового возраста на территории Аргентины сформировалась при величине атмосферных осадков <250 мм/год (Bouza et al. 2007). Другие примеры палыгорскитовых почв на территории Австралии, Ирана, Ирака, Израиля, Египта штате Нью-Мексико на юге США даны в обзоре Вильсона (Wilson 2013). При повышении гумидности климата до 300-400 мм/год палыгорскит трансформируется в смектит (Singer 1989; Khormali, Abtahi 2003). Трансформационными переходами смектит-палыгорскит по мнению Крекелер с соавт. (Krekeler et al. 2005) объясняются редкие находки палыгорскита в до-мезозойских отложениях. Широкому развитию палыгорскитовых палеопочв карбона на территории Подмосковного осадочного бассейна способствовали аридные обстановки. Их сохранность свидетельствует о слабых диагенетических преобразованиях этих палеопочв. Находки палыгорскитовых палеопочв карбонового возраста являются древнейшими палыгорскитовыми палеопочвами из описанных на сегодняшний день. Результаты изучения захороненного органического вещества в этих палеопочвах даны в разделе 7.1.

Палеопочва коневровского несогласия (мячковский горизонт) изученная на Баишевском участке Касимовского карьера (Касимовский район Рязанской области, 54°51' СШ, 41°23' ВД), наблюдалась также в разрезе Акишинского карьера. Подстилающий палеопочву акишинский известняк достигает мощности 1.3 м., закарстован, пронизан обильными карстовыми трубами, развитыми по талассиноидным норам (Рисунок 51). Верхние 12 см нор не содержат. Палеопочва в кровле акишинского известняка устанавливается по пологобугристой, местами брекчированной и оглиненной кровле слоя, на которую налегает слой неморской буровато-серой глины мощностью около 5 см с полурастворенными, часто мягкими

мелоподобными, остаточными фрагментами известняка. Глина имеет палыгорскитовый состав, не содержит карбонатов и первичных минералов. В кровле палыгорскит частично преобразован до смектита, представленного высокозарядным бейделлитом. Свойства палеопочвы указывают на семиаридные условия ее формирования с выраженными влажными сезонами. Рассчитанная величина среднегодовых осадков составила 625 мм. Отсутствие выраженных морфологических признаков позволяет идентифицировать эту палеопочву как протосоль, сформированную на переотложенных озерных осадках.

Таким образом, комплекс минералогических и геохимических характеристик палеопочв каширского - мячковского интервала среднего карбона позволяют заключить, что на изученной территории был распространен климат полуаридного - аридного типов с величиной атмосферных осадков $\leq 300-700$ мм/год. Минимум (≤ 300 мм/год) приходился на подольский подъярус. Предшествовавший период (лопасненская свита, кровля каширского яруса) характеризовался сезонным климатом с выраженными сухими и влажными эпизодами, которые обусловили развитие палеопочв типа вертисоли.

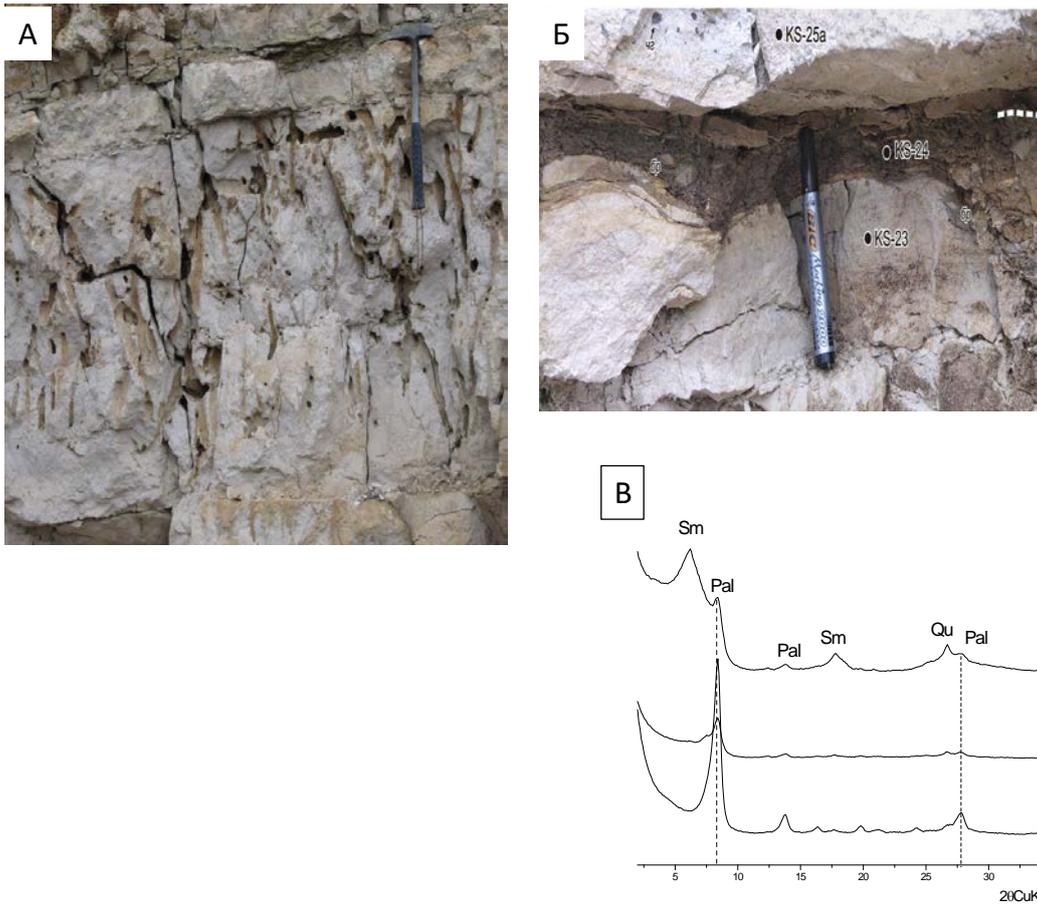


Рисунок 51. Карьер Касимов. Палеопочва коневровского несогласия (мячковский горизонт) московского яруса: А - Б – вид несогласия с указанием номеров слоев; В - минеральный состав илистой фракции (Mg- насыщенные воздушно-сухие образцы). Обозначения: Sm- смектит; Pal- палыгорскит; Qu-кварц.

Палыгорскитовый состав палеопочв подольского подъяруса, формирование вторичных карбонатов с легким изотопным составом, наличие гипса свидетельствуют о полупустынных обстановках. Смешанный смектит-палыгорскитовый состав палеопочв каширского и подольско-мячковского интервала отвечают более высоким величинам атмосферных осадков и сезонности климата. Свойства палеопочвы подольского возраста свидетельствуют, что на обширной территории протяженностью 10*п тыс км² господствовали ландшафты типа современной саванны/полупустыни, ограниченно заселенные высшими растениями, где палеоботанические находки ограничены ризоидными β-калькретами. Эта «великая Са-Mg равнина» характеризовалась однородным почвенным покровом и осадками эфемерных озер (плайя); флювиальный привнос осадков отсутствовал (Kabanov et al. 2010).

Комплекс полученных данных позволяет сделать следующие выводы об особенностях почвенного покрова карбона на изученной в работе территории.

1. В нижнем карбоне изученная территория располагалась вблизи экватора во внутренней части протяженного, плоского и мелководного морского бассейна, который не имеет современных аналогов. Стратиграфическая пестрота почвенного покрова позволяют заключить, что климат визейского времени не был постоянным, но преобладал влажный тропический. Вместе с тем наиболее характерные ландшафты этого времени - заболоченные леса с ликопсидами и древовидными папоротниками.
2. В среднем/верхнем карбоне с формированием суперконтинента Пангея изученная территория смещается к северу от экватора на ~ 20°. Это обстоятельство, а также комплекс других факторов планетарного масштаба (будет обсуждено ниже) обусловили постепенное снижение величины среднегодовых осадков. Климат становится сезонным аридным. В растительном покрове исчезают лепидодендроны. Находки фоссилий других видов растений практически отсутствуют.

3. Как правило, почвы карбона представлены двучленами, состоящими в нижней части из субаэрально преобразованного морского известняка (с карстом или без) и в разной степени преобразованного терригенного глинистого чехла (topclay) с торфяным (углистым) горизонтом или без него.
4. Наряду с преобладанием в С1 заболоченных прибрежных равнин, в работе выявлена латеральная пестрота почвенного покрова и закономерности в его смене во времени, обусловленные положением береговой линии, климатом, длительностью субаэрального этапа, типом растительности. Наряду с латеральной пестротой почвенного покрова, конец михайловского времени (уровень КНУ) характеризовался распространением на обширной территории однотипного комплекса экосистем континентального типа.

Верхние в разной степени переработанные процессами почвообразования терригенные, по большей части глинистые отложения плейя, венчающие несогласия визейского интервала, как правило, сложены смектитами. Начиная с серпуховского яруса и далее в палеопочвах московского – низов касимовского ярусов с нарастанием аридности климата отмечается возрастание роли Mg-содержащих минералов: доломита в составе известняков, Mg - смектита, палыгорскита и сепиолита – в составе терригенных глинистых пачек. Еще одной особенностью минерального состава изученных палеопочв карбона является отсутствие смешанослойных минералов и, за редким исключением, мономинеральный состав, что принципиально отличает палеопочвы палеозоя от палеопочв четвертичного периода и современных почв, сформированных на осадочных породах (Градусов 1976). Минеральная масса последних во многом сложена продуктами разрушения и переотложения древних кор выветривания и палеопочв (своего рода re-cycling). Другими причинами, по-видимому, являются несущественная длительность этапов почвообразования (длительность субаэральных перерывов), щелочной рН карбонатной среды – благоприятной для сохранности смектитов, дефицит калия.

Результаты изучения свойств палеопочв девона и карбона позволяют предположить, что они не претерпели глубоких диагенетических преобразований. К таким свидетельствам можно отнести хорошую сохранность растительных тканей и спор; изотопный состав органического углерода и углерода карбонатов; буроугольную стадию углефикации растительных остатков; отсутствие признаков иллитазации смектитов; сохранность палыгорскитов; одновременное присутствие гематита и гетита. Такая специфика изученных палеопочв позволяет максимально достоверно реконструировать палеопочвенный покров и палеоландшафты в целом.

Глава 4. Педостратиграфия карбона юга и юго-востока Подмосковного осадочного бассейна

Понятие «педостратиграфия» (или почвенная стратиграфия) определено как наука о стратиграфических и пространственных взаимосвязях почв (поверхностных и погребенных). Педостратиграфия призвана быть и во многом является одним из инструментов интерпретации континентальных этапов в развитии Земли. Этот подход наряду с био- (палинология), хемо- и магнитостратиграфией широко используется для целей стратиграфии и корреляции четвертичных отложений, в частности при изучении лессового-почвенных комплексов плейстоцена (Величко, Морозова 1972; Болиховская 1995; Elias 2007 и др). В отношении дочетвертичных отложений, для которых лито- и биостратиграфия остаются ведущими, использование данного инструмента остается во многом на стадии разработки. Часто вместо комплекса почвенных признаков для целей корреляции палеопочв авторы используют какой-либо один. Например, важной характеристикой палеопочвенного профиля является глубина залегания карбонатного горизонта, на основании которой можно, в частности, оценить годовую сумму атмосферных осадков (Retallack 2009 и др). С целью продвижения работ по корреляции континентальных отложений карбона-триаса на XVIII Международном конгрессе по карбону и перми (Казань 2015) была организована специальная рабочая группа (Schneider et al. 2015).

Выявленные при изучении четвертичных, а также более древних природных обстановок возможности педостратиграфии, позволили включить ее в качестве раздела в North American Stratigraphic Code (2005) (статьи 55-57). Фундаментальной единицей педостратиграфической классификации является «геосоль». Североамериканская комиссия по стратиграфической номенклатуре дала этому понятию следующее определение: «геосоль - погребенное прослеживаемое трехмерное геологическое тело, состоящее из одного или более выделяющихся горизонтов почвенной природы». Верхняя и нижняя границы педостратиграфической единицы представляют собой почвенные горизонты

погребенного почвенного профиля. Поскольку время формирования почв в масштабах геологического времени почти моментально (2-30 тыс лет), они представляют собой идеальный объект для более дробной корреляции отложений по сравнению с палеонтологической и радиометрической как на локальном, так и региональном уровнях. Их перспективность для корреляционных построений в отсутствие фауны и других палеонтологических объектов трудно переоценить. Комплексные характеристики палеопочв помимо стратиграфических задач вносят вклад в детализацию процессов осадконакопления (фациальный состав, скорости осадконакопления, источники материала), оценку длительности субаэрального этапа (длительности перерыва в осадконакоплении), способны решать многие другие задачи (Kraus 1999; Retallack 2009).

При всей видимой привлекательности педостратиграфический подход имеет и свои слабые стороны. В первую очередь, он не является хроностратиграфическим. В связи с этим, важнейшей задачей, стоящей перед исследователями, является датирование палеопочв. Основными методами датирования четвертичных палеопочв являются радиоуглеродный и люминесцентный (Чичагова 1985; Чичагова с соавт. 2008; Вагнер 2006; Pillans, Gibbard 2012 и др).

Основным методом стратиграфии дочетвертичных морских отложений является биостратиграфический метод. Для корреляции морских отложений девона и карбона основными группами организмов выступают конодонты и фораминиферы. Корреляции между морскими и континентальными отложениями базируются преимущественно на данных палинологии, а корреляции континентальных флороносных толщ - на данных палинологии и на макроостатках растений (см Махлина с соавт. 1993; Мосейчик 2003). Ограничения последних связаны с потерей информации в ходе абиотических событий, таких как трансгрессии, а также селективная сохранность растительных остатков, переотложенная природа и другие возможные тафономические особенности этого материала. Помимо биостратиграфического метода для корреляции

дочетвертичных отложений используются данные хемо-, магнито-, и событийной стратиграфии. Хорошо разработана и активно используется событийная стратиграфия девонского периода (Becker et al. 2012).

Для получения абсолютного возраста дочетвертичных отложений чаще других используется радиоизотопное датирование, в первую очередь U-Pb и Ar-Ar (Erwin 2006 и др.). Датированные палеопочвы, наряду с палеонтологическими и археологическими объектами, являются важнейшей составляющей природного достояния и должны охраняться законом (Costantini 2018).

Лито - и биостратиграфия каменноугольных отложений Подмосковного бассейна, включая отложения, вскрытые в карьерах, в которых проводились настоящие исследования, изучены несколькими поколениями геологов (Алексеев с соавт. 1998; Арешин с соавт. 2009; Бельская с соавт. 1975; Габдуллин с соавт. 2018 ; Кабанов 2000, 2003, 2004; Махлина 1976; Махлина с соавт. 1972, 1979, 1984; Осипова, Бельская 1965; Теодорович 1949; Швецов 1922, 1938; Alekseev et al. 1996, 2004; Alekseev et al. 2015; Alekseev, Goreva 2009; Gibshman et al. 2009; Kabanov et al. 2009, 2012, 2013, 2014, 2016; Kabanov, Alekseev 2011; Kabanov, Varanova 2007; Nikitin 1890; Villa et al. 1997; и др.). Все толщи нижнего, среднего и верхнего карбона, общей мощностью до 600 м детально изучены и разделены на горизонты, свиты и слои. Стратиграфия карбона, разработанная в Подмосковном бассейне, явилась в значительной степени основой общей стратиграфической шкалы карбона, принятой в нашей стране (Бельская с соавт. 1975). С нею сопоставляются одновозрастные отложения различных частей земного шара (например, КНР, см Wang et al. 2019).

Исследования каменноугольных отложений Подмосковного бассейна, сфокусированные на несогласиях, в т.ч. на изучении палеопочв были инициированы П.Б.Кабановым более 15 лет назад и продолжены нашим коллективом (Алексеева с соавт. 2010 а и б, 2016, 2018; Кабанов 2004; Alekseeva et al. 2016; Kabanov 2003, 2005, 2017; Kabanov, Varanova 2007; Kabanov et al. 2009, 2010, 2012, 2013). Полученная в ходе этих исследований комплексная

характеристика континентальных отложений позволила получить информацию о почвенном покрове территории, климате суши, рельефе и растительности, дать оценку длительности почвообразования (длительности субаэральной экспозиции).

В Таблице 4 обобщены результаты изучения палеопочв нижнего карбона. Представленная в ней информация указывает на наличие латеральной пестроты одновозрастного почвенного покрова, на смену почвенного покрова во времени, на наличие тренда в развитии территории суши, направленного на увеличение ее площади. Как уже упоминалось выше, пространственно-временная неоднородность почвенного покрова помимо пяти факторов В.В. Докучаева (тип почвообразующей породы, топография, растительность, климат и длительность субаэральной экспозиции - почвообразования) объясняется в нашем случае и удаленностью береговой линии.

Несмотря на выявленную латеральную пестроту почвенного покрова, горизонты развития палеопочв «читаемы» в стенках карьеров, прослеживаются в карьерах, расположенных на заметных расстояниях, что указывает на возможность их использования в качестве маркирующих, по крайней мере, для целей региональной стратиграфии.

Необходимо заметить, что изученные отложения, имеющие педогенные (почвенные) признаки имеют разную стратиграфическую значимость. Часть выявленных палеопочв нижнего карбона маркирует кровли стратиграфических горизонтов: алексинского (MLU – Малиновское несогласие), михайловского (KHU – Холмское несогласие), веневского (MU- Муратовский карст), стешевского (DU – Дашковское несогласие). Названия этим геосолям были предложены П. Кабановым. В соответствии с требованиями North American Stratigraphic Code они имеют локальный географический подтекст – названы по месту, где были впервые выявлены, либо где наиболее ярко демонстрируют характерные морфологические признаки.

Три из четырех перечисленных палеопочв латерально выдержаны на значительные расстояния, что позволяет рассматривать их в качестве геосолей (Таблица 4, Рисунок 19). Палеопочвы уровня MLU (кровля алексинского горизонта) представлены маршевыми почвами, сформированными под галофитной древовидной лепидодендроновой растительностью мангрового (стигмариевого) типа – гистосоли и загипсованные гистосоли - гипсосоли. Характерными чертами их облика являются маломощный глинистый профиль, неравномерно ожелезненный, венчаемый значимым (до 10 см) углистым слоем, местами загипсованным. Кровля подстилающих известняков, как правило, не закарстована. Исключением являются палеопочвы в карьерах Полотняный завод и Мстихино. В первой – кровля известняка осложнена карстом, во второй – разбита на тонкие плитки системой горизонтальных трещин. Во всех карьерах кровля известняка, подстилающего палеопочву пронизана аппендиксами стигмарий, проникающими на глубину до 20 см. В карьерах Бронцы Мстихино по всей стенке карьера на глубине 45-50 см от кровли известняка горизонтально и наклонно (под малыми углами) залегают многочисленные стигмарии. Палеопочва этого уровня латерально выдержана, она прослежена в карьерах Полотняный завод (слои 5 и 6), Бронцы (слои 9 и 10), Новогуровский (слой 4), Малиновка (слой 5), Курагино (слои 4 и 5) и Мстихино (слои 4 и 5) (Alekseeva et al. 2016; Алексеева с соавт. 2018).

Результатом наиболее значимого континентального события визейского времени является формирование сложного несогласия в кровле михайловского горизонта на границе с веневским горизонтом (КНУ – Холмское несогласие). Отложения этого уровня представлены педокомплексом, венчаемым пресноводными карбонатными осадками палеостринного генезиса (черный «ризоидный» известняк). Поверхность известняка в подошве комплекса осложнена мощным карстом. Детали строения и генезиса отложений, слагающих это несогласие, изложены в разделе 3.3 и опубликованы в ряде работ (Alekseeva et al. 2016; Алексеева с соавт. 2016; 2018). Морфологическая и аналитическая идентичность отложений этого стратиграфического уровня прослежена в семи

карьером на территории Московской, Калужской и Рязанской областей. Таким образом, протяженность заболоченной низменности с комплексом ландшафтов типа «Эверглейдс» с запада на восток составляла как минимум 200 км. Морфологическая идентичность и латеральная выдержанность делают отложения этого уровня важнейшей стратиграфической единицей локального и регионального уровней.

Палеопочва в кровле веневского горизонта (МУ- Муратовский карст) латерально широко выдержана (см Бириня с соавт. 1971; Осипова, Бельская 1965; Кабанов 2004; Кабанов с соавт. 2012; Hecker, Osipova 2007; Gibshman et al. 2009; Kabanov et al. 2013). В данной работе отложения этого уровня изучены в карьерах Полотняный завод (слой 39), Новогуровский (слой 24) и Малиновка (слой 26) (Рисунок 19). Морфологически палеопочва представляет собой относительно маломощный (до 40 см) ярко выраженный карст, в кровле которого залегает маломощный (до 3 см) глинистый слой темно коричневого цвета, углистый и ожелезненный. Эта часть несогласия определена нами как протосоль. Морфологическая узнаваемость и латеральная выдержанность отложений этого уровня позволяют использовать его, как и описанные выше палеопочвы уровней MLU и КНУ, в качестве педостратиграфической единицы.

Помимо границ горизонтов, палеопочвы были выявлены и в пределах стратиграфических горизонтов: алексинского, михайловского, веневского и тарусского. Эти уровни, как правило, имеют более ограниченную латеральную выдержанность. Тем не менее, с их помощью возможна более детальная разбивка стратиграфических горизонтов на слои (толщи).

Палеопочва алексинского горизонта прослежена в карьерах Бронцы (слой 8), Курагино (слой 2) и Мстихино (слой 3), Полотняный завод (слой 3). Это маршевая почва – гистосоль, сформированная под лепидодендроновой растительностью. Во многом она аналогична описанной выше палеопочве в кровле алексинского горизонта (MLU). Кровля подстилающего палеопочву известняка ожелезнена, мягкая, тонкослоистая. Множественные отпечатки аппендиксов стигмарий

ожелезнены. Глинистый слой также неравномерно ожелезнен. Его венчает углистый слой мощностью до 5 см. В карьере Бронцы углистый слой загипсован.

Палеопочва веневского возраста -несогласие Баксуки (BU) была выявлена в карьерах Новогуровский (слой 22), Малиновский (слои 21 и 22), Полотняный завод (слой 33), Бронцы (слои 36 и 37), а также Форино (слой 3в) (Кабанов с соавт. 2012; Kabanov et al. 2009; Алексеева с соавт. 2018). В карьере Бронцы палеопочва представлена полуаридной кальцисолью с характерным ризолитовым В-горизонтом, сформированным под влиянием корневых систем растительности принципиально отличной от растительности стигмариевого типа.

Палеопочва тарусского горизонта (форинское несогласие - FU) выявлена в карьерах Новогуровский (слой 27), Малиновский (слой 29), Полотняный завод (слой 44) и Форино (слой 7) (Кабанов с соавт. 2012; Kabanov et al. 2009; 2013; Alekseeva et al. 2016). Нижняя часть этого несогласия – массивный известняк, осложненный густой сетью отпечатков корневых систем, проникающих до глубины 50 см и более. Кровля известняка бугристая, мягкая, ожелезненная, с многочисленными отпечатками растительности. Перекрывающая известняк глина углефицирована и ожелезнена, мощность этого слоя составляет 5-20 см. В карьере Новогуровский глинистый слой загипсован.

Педостратиграфический подход был использован Кабановым с соавт. (Кабанов 2005; Kabanov 2003; Kabanov, Varanova 2007) для детализации имеющейся региональной стратиграфической шкалы московского и касимовского ярусов карбона (Бельская с соавт. 1975; Махлина с соавт. 2001). Для данного интервала были выделены 10 уровней геосолей, которые, как правило, соответствуют границам основных циклотем (Рисунок 52). Проведенное сравнение биостратиграфических делений (конодонты и фораминиферы) (Махлина с соавт. 2001) и педостратиграфических единиц показало соответствие основных стратиграфических границ.

В данной работе в деталях изучена Ca-Mg палыгорскитовая аридная палеопочва (аридисоль) в кровле васькинской свиты подольского горизонта московского яруса среднего карбона (сенницеручейская палеопочва – SCU). Она выявлена в трех карьерах на территории Коломенского района Московской обл.: Горы (слои 6 и 7), Акатьево и Приокский. Морфологически профиль субэральной экспозиции представляет собой раскарстованный известняк, перекрытый плотными зеленовато-серыми суглинками с включениями известняка – глинистым чехлом. Чехол состоит из двух принципиально различных частей общей мощностью 20-60 см. В нижней части – это глубоковыветрелая палеопочва типа рендзины (кальциевой литосоли), в верхней – слоистые глинистые отложения континентального генезиса.

Латеральная выдержанность этой палеопочвы позволяет сделать вывод о широком распространении на данном временном этапе ландшафтов аридного (полупустынного) типа – о существовании «великой Ca-Mg равнины» (Алексеева с соавт. 2010; Kabanov et al. 2010).

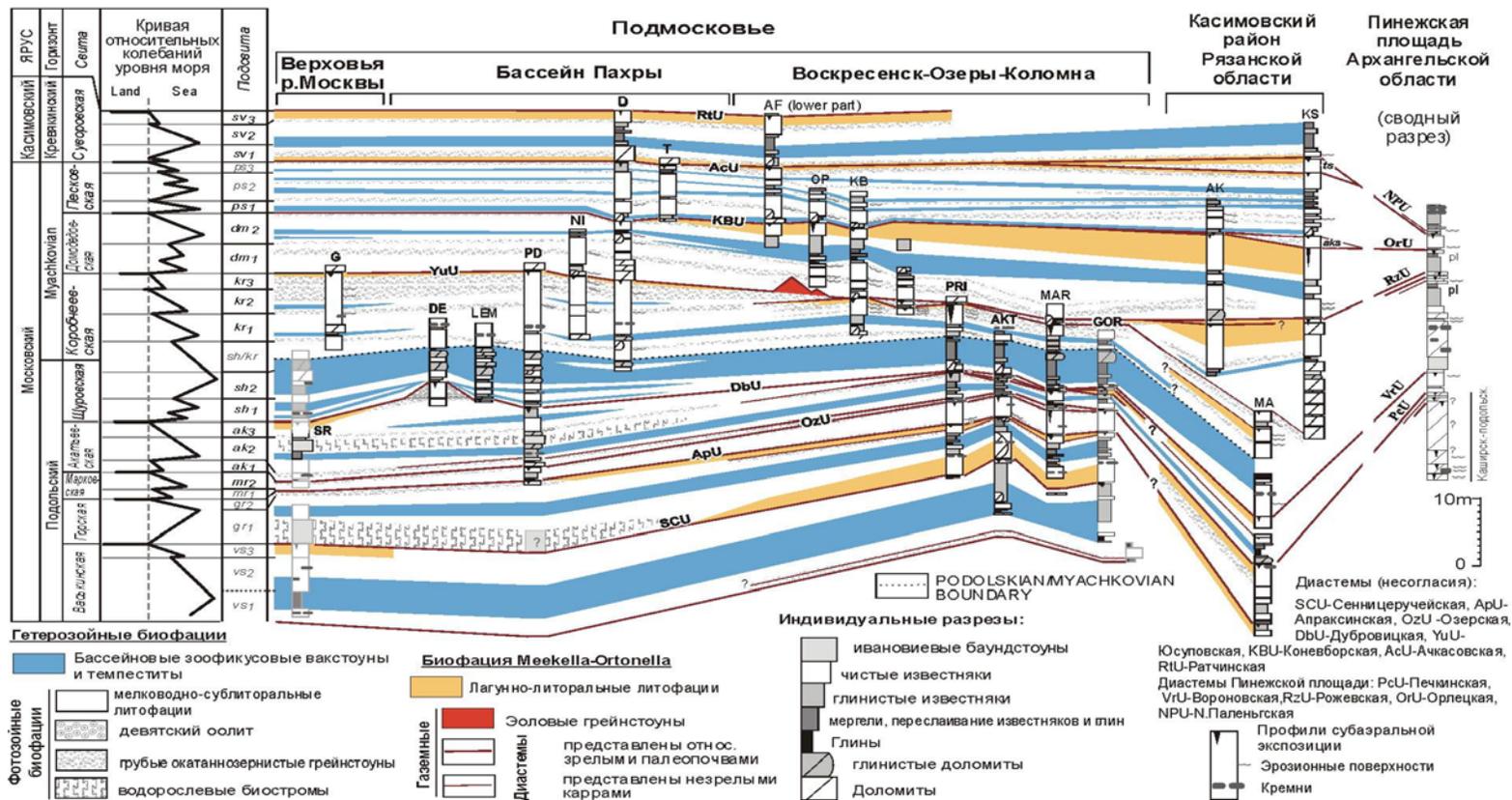


Рисунок 52. Циклотемы и несогласия московско-касимовского интервала (по данным Kabanov, Varanova 2007 с добавлениями).

Таким образом, показано, что выявленные палеочвы карбона являются значимыми стратиграфическими единицами: они маркируют границы горизонтов, а также позволяют детализовать разбивку стратиграфических горизонтов на слои (толщи). Их стратиграфическое значение определяется латеральной выдержанностью. Некоторая пестрота почвенного покрова играет при этом второстепенную роль.

Часть 2. Биота, захороненное органическое вещество

Глава 5. Ризолиты: типы, минеральный, химический и изотопный составы. Палеоэкологическая интерпретация

5.1. История изучения ризолитов, классификация ризолитов

Ризолиты - fossilized корни высших растений и их отпечатки. Для описания остатков корней и корневых систем, начиная с конца 19 века, авторы использовали множественные термины, такие, например, как: ризоморфы, ризоконкреции, педотубулы, корневые структуры, корневые слепки, корнеподобные структуры, корневые пустоты и др. (Klappa 1980). На сегодняшний день терминологическая неопределенность сохраняется, однако наиболее распространенным термином является “ризолит”, Он используется для описания остатков корней как ископаемых, так и дневных почв (Klappa 1980; Nascimento et al. 2019; Tabor, Myers 2015; Zamanian et al. 2016 и др). Как говорилось выше, появление сосудистых растений и их выход на сушу на рубеже силура и девона дало начало формированию корнеобитаемых почв – гистосолей, сподосолей, альфисолей, ультисолей, оксисолей, что является наиболее значимым событием в эволюции почв на Земле. До конца пермского периода и появления ихнофоссилий дождевых червей fossilized корни (ризолиты) остаются единственными почвенными fossilia и первостепенным критерием при обнаружении палеопочв (Genise et al. 2016). Они наряду с почвенными конкрециями и норами являются наиболее устойчивыми к диагенезу компонентами палеопочвенного профиля, что еще более увеличивает их значимость при палеопочвенных исследованиях (Retallack 2001). Будучи продуктом ископаемых ризосфер, обнаруженные *in situ* ризолиты являются неоценимым и наиболее достоверным источником информации о растительности (биомасса, биоразнообразии), об экосистеме в целом. О чем нельзя с уверенностью говорить, базируясь на

растительных остатках и спорах, которые часто имеют переотложенный характер, а также, следуя законам тафономии, демонстрируют избирательную сохранность.

При описании ризолитов чаще всего используется классификация Клаппа (Klappa 1980). Данная классификация включает следующие основные 5 типов ризолитов: 1) каналы – пустоты, оставшиеся после гниения корня; 2) слепки – каналы-пустоты, заполненные осадочной породой и/или цементом 3) трубки-тубулы – цементированные области вокруг каналов, которые могут формироваться как при жизни растения, так и после отмирания корня; 4) ризокреции – отложения минеральных чехлов вокруг корней, которые могут формироваться как при жизни растения, так и после отмирания корня; 5) петрифицированные корни – замещенные минералами растительные ткани корня с частичной или полной сохранностью строения. Тип ризолита может быть и комбинированным, совмещая в себе два и более типов. Позднее М.Краус и С. Хасиотис (Kraus, Hasiotis 2006) дополнили классификацию Клаппа еще одним типом ризолитов – “ризогало” для описания Fe- и Mn- обедненных зон вокруг корней, формирующихся преимущественно в глеевых палеопочвах. Ризолиты такого типа описаны в работах П.А. Безносова с соавт. (2018), С.А. Иноземцева и В.А. Таргульяна (2010), С.М.Снигиревского с соавт. (2017), И.Х.Шумилова (2013, 2014), Д. Насцименто с соавт. (Nascimento et al. 2019) и др.

Показано, что тип ризолитов и их состав (минеральный, химический, изотопный) отражают водный режим почв, дренажные условия, палеоклимат, характеризуют палеоландшафт в целом; данные ^{14}C датирования используют для целей геохронологии и стратиграфии (Иноземцев, Таргульян 2010; Теофилова 1972; Arefev, Naugolnykh 1998; Klappa 1980; Kraus, Hasiotis 2006; Nascimento et al. 2019; Sun Qingfeng et al. 2019; Tabor, Myers 2015). Вместе с тем интерпретация полученных результатов бывает неоднозначной и даже спорной по ряду причин. Вопреки мнению о сохранности ризолитов в диагенезе, нерешенными остаются вопросы: 1) всегда ли они сингенетичны почвообразованию или являются продуктом педо-диагенеза; 2) как условия захоронения влияют на их состав. Ввиду

этого возникает вопрос, в каких случаях ризолиты могут использоваться для описания непосредственно палеопочвенных и палеоландшафтных (“прижизненных”) процессов, а когда получаемая информация отвечает этапу захоронения. Последнее также представляет несомненный интерес, но уже с точки зрения истории формирования осадочной толщи.

В задачи данного исследования входило: 1) изучение морфологических особенностей ризолитов из палеопочв среднего-верхнего девона и карбона изучаемой территории; 2) изучение минерального, химического состава ризолитов, и изотопного состава С карбонатов, слагающих ризолиты; 3) оценка роли микоризных грибов в формировании ризолитов; 4) изучение влияния диагенеза (затопление, погребение, наложенное почвообразование) на тип и состав ризолитов. В Таблице 7 дан перечень изученных ризолитов и их характеристики.

5.2. Ризолиты в палеопочвах девона

Ризолиты из ископаемых почв среднего-верхнего девона Павловского карьера представлены преимущественно петрифицированными корнями различных растений и петрифицированными пнями. Помимо ризолитов этого типа (тип 5), в палеопочвах Павловского карьера были выделены 2 подтипа ризолитов, являющиеся его производными. Это - клинья, отнесенные к постпедогенно-преобразованным петрифицированным остаткам корневых систем деревьев (пней) и Fe – конкреции (отдельности), сложенные выветрелыми фрагментами петрифицированных корней. Далее при их описании используется термин «ризоконкреция».

Таблица 7. Изученные ризолиты из палеопочв среднего/верхнего девона и раннего карбона: место отбора, морфологические характеристики, вещественный состав.

№ п/п	№ ризолита	разрез, несогласие	местоотбора *	возраст	порода	тип ризолита	диаметр/длина/ встречаемость	вещественный состав
1	R8	PV13-4 подошва	1	D2g	аргиллит	тип 5 - петрификация	1.5см/?/единичные	сидерит, гетит, каолинит (сл)
2	R6	PV11, склон,ППЗ	1	D3fr	туфо-аргиллит	тип 5 - петрификация	3см/60см/кластеры до 60 корней	сидерит, кварц (следы), сохранение тканей, уголь
3	R9 -1	PV13-4а сл 10, мелкий	1	D3fr	туфо-песчаник	тип 5 - петрификация	1см/?/единичные	сидерит, гетит, каолинит (сл)
4	R9-2	PV13-4а сл 10, крупный	1	D3fr	туфо-песчаник	тип 5 - петрификация	3см/?/единичные	сидерит, гетит
5	R9-3	PV13-4а сл 10, сростки	1	D3fr	туфо-песчаник	тип 5 - петрификация	3см/?/единичные	сидерит, гетит
6	R10	PV13-4а кровля сросток	1	D3fr	туфо-песчаник	тип 5 - петрификация	3см/?/единичные	сидерит, гетит, сохранение тканей, уголь
7	R11	PV13-15	1	D2g	аргиллит	тип 5 - петрификация	2-4 мм/?/15 на 1дм	гетит, каолинит
8	R17	PV 17материал клина	1	D2g	аргиллит	тип 5 петрификация +диагенез	15см/30см/до 6 на 1 м	гетит, сидерит, гематит, каолинит,
9	R18	PV 17-4 сл 6 верх мелкие корни	1	D3fr	туфо-аргиллит	тип 5 - петрификация	1.5см/?/единичные	гетит, сидерит
10	R19	PV17-4 сл 6 верх крупные корни	1	D3fr	туфо-аргиллит	тип 5 - петрификация	3см/?/единичные	гетит
11	R20	PV17-4 сл 6 корни из конкреции	1	D3fr	туфо-аргиллит	тип 5 петрификация +диагенез	3см/?/пучки до 7 корней	гетит, сидерит (сл)
12	R26	PV 17пни <i>Callixylon</i>	1	D3fr	туфо-аргиллит	тип 5 - петрификация	20х20см, ствол 8 см	пирит, древесина <i>Callixylon</i> , уголь
13	R25	PZ 13 черный ризоидный известняк , КНУ	2	C1mh3	известняк	типы 1+5 каналы-пустоты +петрификация	первые мм/60см/до 10 на 1 дм	гетит
14	R1	PZ13-6а ПП1, КНУ	3	C1mh3	известняк	тип 2 заполнение каналов (слепки)	3-5 мм/до 20см/единичные	кальцит, доломит (сл)

15	R2	PZ13-1	3	C1mh2	песок	тип 5 - петрификация	до 2 см/5см/группы 4 шт, единичные	кальцит , гетит
16	R3	PZ15-6-2 ПП1, КНУ	3	C1mh3	известняк	тип 2 заполнение каналов (слепки)	до 1 см/2-7 см/одиочные	кальцит, доломит (сл), кварц (сл), каолинит(сл)
17	R4	PZ15-6, 6-3 ПП1, КНУ	3	C1mh3	известняк	тип 2 заполнение каналов (слепки)	до 1 см/2-7 см/одиочные	кальцит, доломит (сл), кварц (сл), каолинит(сл)
18	R5	PZ15-6-1, ПП2 , КНУ	3	C1mh3	известняк	тип 2 заполнение каналов (слепки)	до 1 см/2-7 см/одиочные	кальцит, доломит (сл), кварц (сл)
19	R7	PZ Stigmara ficoides	3	C1mh1	известняк	тип 2 заполнение каналов (слепки)	Stigmara ficoides, длина более 1 м	кальцит, доломит (сл), кварц (сл)
20	R27	Бронцы 2015, VN1	4	C1vn1	известняк	тип 1 +4 каналы-пустоты + ризокреции (микориза)	первые мм/до 20см/густо	ожелезнение
21	R23	Бронцы 2015, VN2	4	C1vn2	известняк	тип 1 +4 каналы-пустоты + ризокреции (микориза)	каналы 4 мм, ризокреции 3-6 см/50см/>10 на 1 м	кальцит, доломит (сл)

*1 Павловск, Воронежская обл. 2 Новогуровский карьер, Тульская обл. 3 Полотняный завод, Калужская обл
4 Бронцы, Калужская обл

Петрифицированные корни имеют диаметр от первых мм до 3 см. Как правило, они характеризуются сходным габитусом типа трубки (сигары). Ризолиты могут быть как единичными, так и формировать пучки – кластеры. Глубина проникновения их также различна, от первых см до 50-60 см. В минеральном составе ризолитов доминируют Fe- содержащие минералы: сидерит и гетит в разных пропорциях. Сидерит преобладает в ризолитах из палеопочв, слагающих верхние – более поздние (молодые) части педокомплексов. Некоторые из них содержат углефицированное органическое вещество с частичным сохранением строения тканей, а также пирит. В составе ризолитов из палеопочв в подошвах педокомплексов содержится преимущественно гетит, включения органического вещества отсутствуют (Фототаблица X).

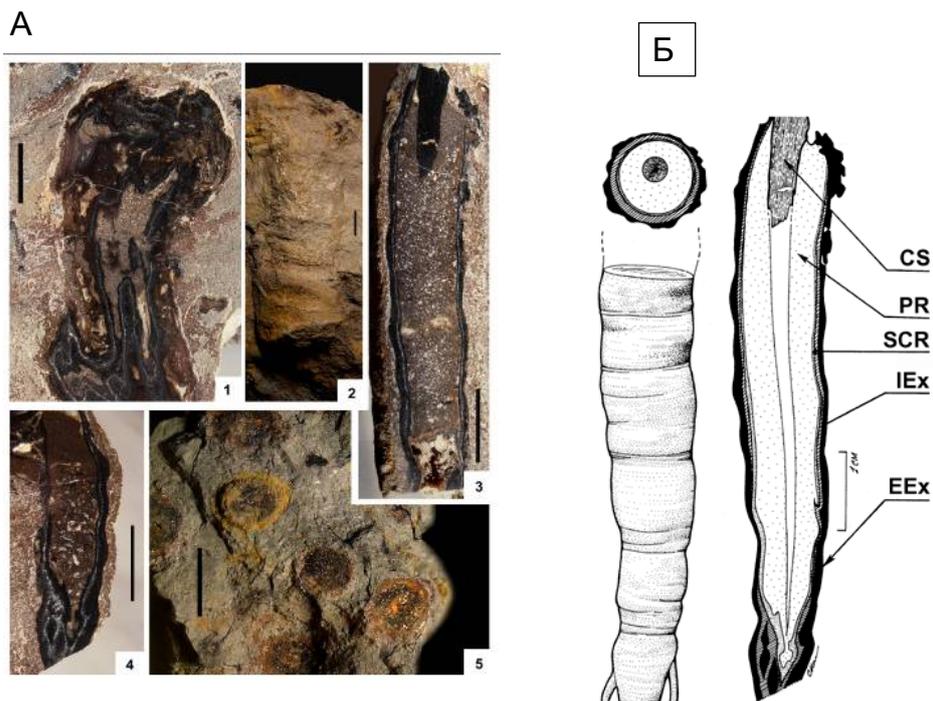
Как отмечалось выше в разделе 3.1.1 исключительной сохранностью характеризуются замещенные сидеритом корни из кровли ППЗ склонового педокомплекса, захороненной катастрофически под мощным слоем плотных аргиллитов. Эти ризолиты часто содержат сохранившиеся остатки органического вещества, что позволило изучить строение тканей корней в деталях. Эти исследования наших находок были проведены С.В. Наугольных (2015). Ниже приводится описание полученных С.В. Наугольных данных. «Корни образуют кластеры, каждый из которых представляет собой единую систему, сформированную из пятидесяти – шестидесяти корней, при жизни растения прикреплявшихся к основанию материнского растения. После отхождения от общего основания корни практически вертикально погружались в субстрат. В субстрате (генетических палеопочвенных горизонтах АВ и В) корни идут почти параллельно друг другу. Только внешние корни одного кластера могут слегка отгибаться в стороны от центра кластера, сохраняя при этом в основном вертикальную ориентировку. В проксимальной части корневой

системы корни располагаются очень близко друг к другу, и лишь затем, через 20-30 см в дистальном направлении, расстояние между индивидуальными корнями начинает постепенно увеличиваться до 2-3 см или более. Максимальная

наблюдаемая длина корней составляет около 60 см. Максимальная ширина корней располагается в их проксимальной части и равняется 3 см. Диаметр корней очень постепенно уменьшается в дистальном направлении. Практически на всем своем протяжении корни не ветвятся, и только в дистальной части от корня отходят боковые ответвления. У двух экземпляров корней было изучено внутреннее строение. В центральной части корня расположен проводящий цилиндр (отчетливо наблюдается только в проксимальной части корня), состоящий из проводящих элементов прото- и метаксилемы. Центральный проводящий цилиндр окружен хорошо развитой запасующей паренхимой первичной коры. Далее в направлении от центральной части корня следует вторичная кора, более тонкая, чем первичная кора, но, вместе с тем, существенно более плотная. Вторичная кора покрыта экзодермой, имеющей отчетливо двуслойное строение» (Рисунок 53).

С.В. Наугольных (2015) отнес эти корневые системы к новому виду примитивного прогимноспермового растения - *Radicites devonicus* Naugolnykh близкому родам *Archaeopteris* Dawson и *Tanaites* Krassilov et al.

Частным случаем петрифицированных ризолитов являются клинья, во множестве обнаруженные в подошве педокомплекса, сформированного на водораздельных поверхностях (ПП1 педокомплекса II) (Фототаблица II, Рисунок 28). Ширина клиньев составляет 10-15 см, глубина проникновения 20-30 см. Латерально они распространены неравномерно. Средняя встречаемость составляет 6 клиньев/1 м стенки карьера. Клинья заполнены *in-situ* сформированными минералами железа с разной степенью его окисленности – гетитом, сидеритом и гематитом. В гранулометрическом составе материала клиньев преобладают тонкодисперсные фракции (до 40%). Как текстура, так и минеральный состав клиньев принципиально отличаются от вмещающего субстрата, преимущественно представленного каолинитом. Клинья имеют



реконструкция С.В. Наугольных

Рисунок 53. Павловский карьер. Склоновый педокомплекс. Строение ископаемого корня из кровли ППЗ. А - фото шлифов; Б- схема строения. Слева вверху – поперечное сечение; слева внизу – общий вид; справа – продольное сечение. Сокращения: CS – центральный проводящий пучок; PR – запасящая паренхима первичной коры; SCR – вторичная кора; IEx – внутренняя экзодерма; EEx – внешняя экзодерма. Длина масштабной линейки – 1 см (см. Наугольных 2015).

зональное строение: гетит - сидеритовое заполнение и окисленную гематитовую периферию. Данная особенность свидетельствует об отсутствии глубоких диагенетических преобразований палеопочв, которые привели бы к ре-гидратации гетита и замещению его гематитом (Kraus, Hasiotis 2006). Наличие последнего отвечает хорошо-дренированным условиям. Дополнительным свидетельством чему является и мощная гематитовая пропитка подошвы педокомплекса.

Размеры и форма ризолитов-клиньев морфологически напоминают корневые системы археоптерисовых, впервые описанные Н.С. Снигиревской (1984) в отложениях девона на территории Донбасса. Один из отреставрированных пней находится в экспозиции Ботанического музея г. Санкт-Петербурга.

Другой разновидностью ризолитов этого типа являются Fe- конкреции, состоящие из пучков петрифицированных корней (Рисунок 54). Конкреции имеют округлую форму с диаметром до 10 см, внешняя поверхность их покрыта тонкой каолинитовой «рубашкой» со следами направленного перемещения глины. Конкреции сложены гетитом с очень незначительной примесью сидерита. Полагаем, что конкреции являются своего рода реликтовыми образованиями, а именно продуктом вторичного внутрпочвенного выветривания ранее петрифицированных корней. Материал, слагающий конкреции, таким образом, генетически частично принадлежит почвам последующих (наложенных) педосфер. Почвенный профиль их включающий представляет собой, таким образом, гетерохронную систему.

В химическом составе сидеритовых ризолитов преобладают Fe (6-46 %) и С (до 11%), а также Si и Al вмещающих каолинитовых пород. В заметном количестве могут содержаться Mn (1-50%), Ti (1-5 %), а также (в порядке убывания): Ca, Co, Mg, P, Ba, S (Рисунок 55).

Особенно высокие концентрации Mn (9-50 %) отмечены в ризолитах из кровли девона (R10). Такой состав отражает восстановительные обстановки, в которых Mn приобретает подвижность. Высоким концентрациям Mn

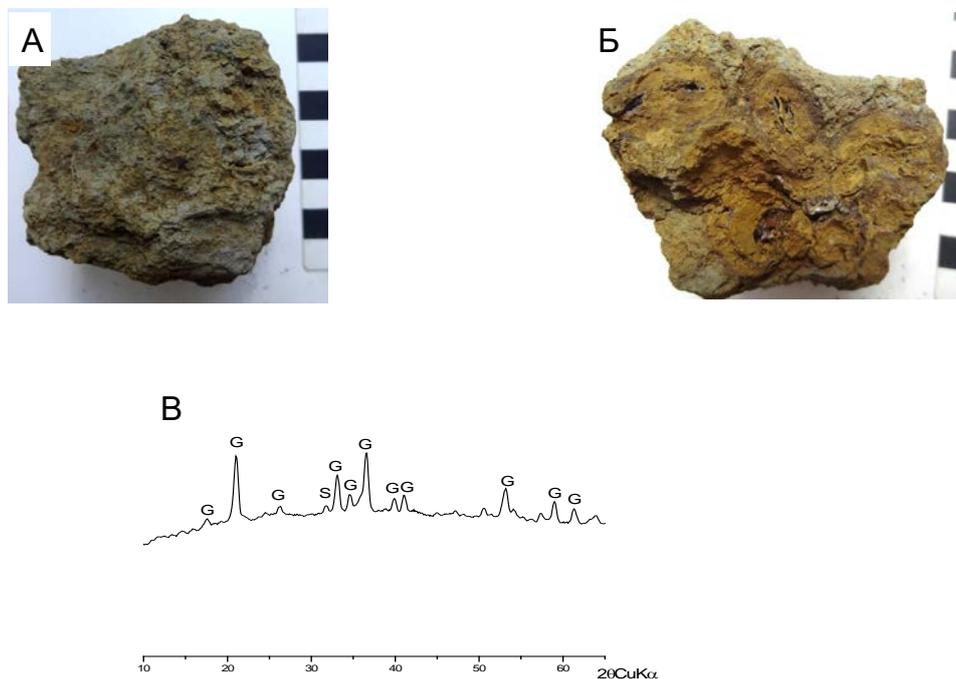


Рисунок 54. Павловский карьер. Ризоконкреция из ПП2 склонового педокомплекса: А- конкреция, сложенная ризолитами и покрытая глинистой кутаной («рубашкой»); Б- конкреция в разрезе, где видны пучки корней; В – минеральный состав конкреции (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: G- гетит, S - сидерит.

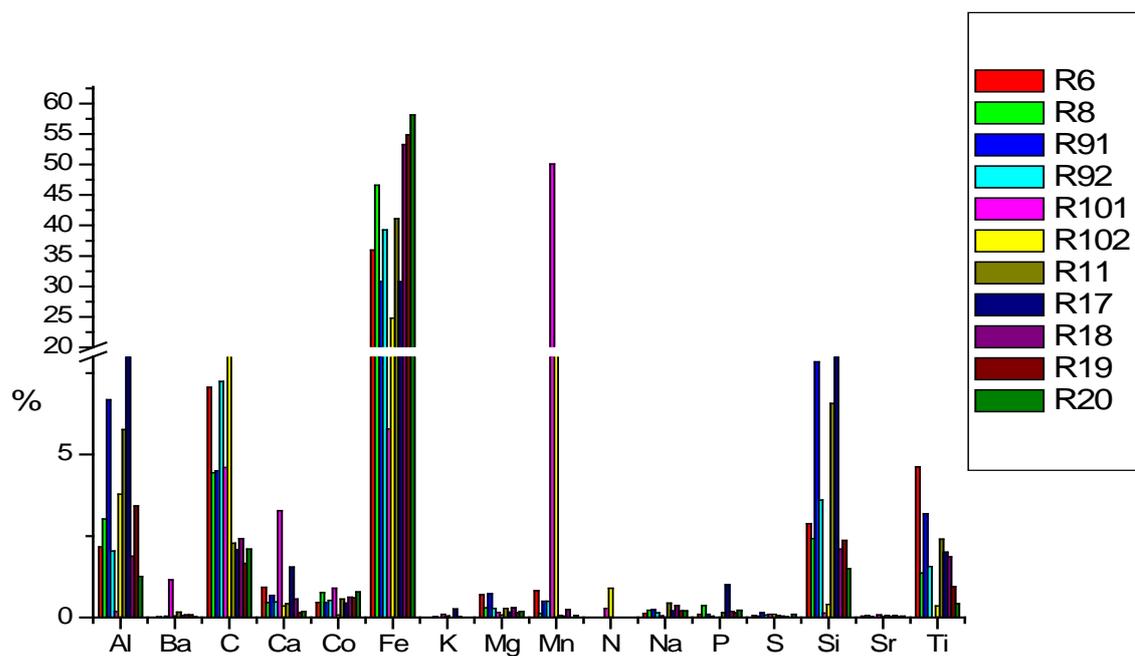


Рисунок 55. Павловский карьер. Химический состав петрифицированных ризолитов девона (номера ризолитов и их характеристика даны в Таблице 7).

сопутствует Fe (6-25 %) в форме сидерита и углифицированное органическое вещество с частичным сохранением структуры растительных тканей (Фототаблица XI). Данные сканирующей электронной микроскопии показали, что соединения Mn и Fe формируют отдельные зоны и выпадали из растворов, по-видимому, на разных этапах минерализации корней. Все перечисленные особенности состава ризолитов отвечают переувлажненным обстановкам.

Химический состав гетитовых ризолитов (в т.ч. клиньев и конкреций) более однородный. Здесь абсолютно доминирует Fe (30-60%). Содержание C снижается до 2 %, содержание Ti не превышает 2 %. В следовых количествах присутствуют Ca, Co, а также Si и Al (в составе каолинита). Mn не обнаружен.

Изотопный состав C в сидерите ризолитов находится в пределах $-12.5 < \delta^{13}\text{C} < -9\%$, а вмещающей ризолиты почвы $-8.6 < \delta^{13}\text{C} < -5.8 \%$ (Рисунок 56). Данные изотопных исследований карбонатных нодулей из палеопочв нижнего девона на территории Китая показали, что $\delta^{13}\text{C}$ находится в интервале от -8.16% до -5.12% (Хуе et al. 2016). Изотопный состав C нескольких образцов древесины археоптерисовых (*Callixylon*) составляет $-21.48 \pm 2.02\%$, что отвечает изотопному составу C растений с C3 типом фотосинтеза. Таким образом, изотопный состав C в ризолитах формировался при участии CO₂ дыхания корней и углерода разлагающихся растительных тканей. Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ сидерита в ризолитах составляет $-4.1 < \delta^{18}\text{O} < -2.9\%$, а вмещающей их почвы $-6.8 < \delta^{18}\text{O} < -3.9\%$. Известно, что величина фракционирования $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов зависит от температуры (Рысков с соавт. 2008). В формуле для расчета температуры формирования карбонатов используется изотопный состав кислорода атмосферных осадков, который определяется сложной многопараметрической зависимостью. Ввиду этого количественные оценки палеотемператур с использованием изотопного состава кислорода карбонатов сложны и неоднозначны (Рысков с соавт. 2008). Полученные в данной работе экспериментальные данные свидетельствуют, что ризолиты формировались при более низких по сравнению с почвенной массой температурах,

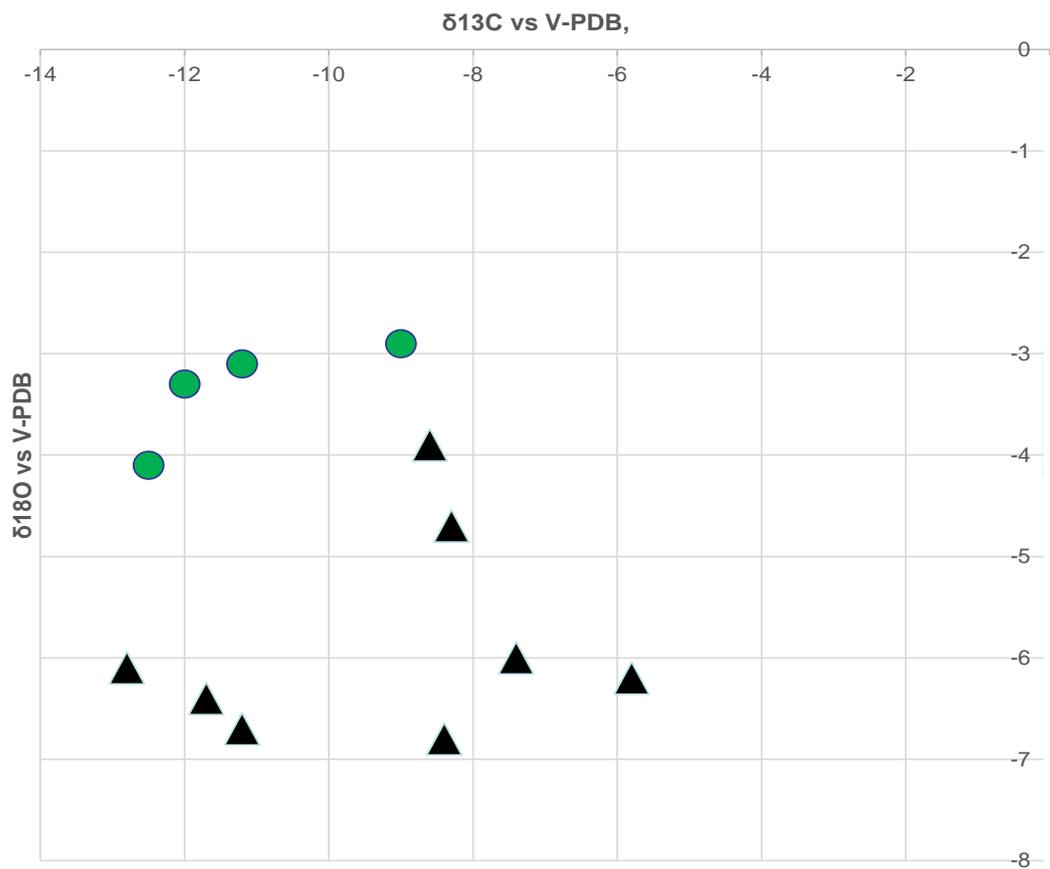


Рисунок 56. Павловский карьер. Изотопный состав С и О сидерита почвенной массы (▲) и ризолитов (●).

по-видимому, уже на этапе затопления почвы. Используя современный изотопно-температурный градиент, составляющий -0.58‰ на 1°C , а для Лессового плато Китая оцененный в -0.3‰ на 1°C (Рысков с соавт. 2008; Голубцов с соавт. 2019), можно заключить, что разница в температурах формирования карбонатов почвенной массы и ризолитов составляла 5°C (либо 9°C).

Помимо петрифицированных корневых систем в Павловском карьере были обнаружены несколько петрифицированных пней близких размеров и облика (Фототаблица XII). Базируясь на их морфологических особенностях, а также строении тканей (древесина типа *Callixylon*), мы полагаем, что пни принадлежат археоптерисовым деревьям (Снигиревская 1984). Маленький диаметр стволов (около 8 см) предполагает, что пни относятся к молодым растениям. К сожалению, пни были перезахоронены в туфах и оценить обстановку, в которой деревья произрастали не представляется возможным. Материал пней частично замещен пиритом, частично – углифицирован, что отвечает захоронению в плохо-дренированных анаэробных обстановках.

5.3. Ризолиты в палеопочвах карбона

Основной тип ризолитов в палеопочвах раннего карбона, сформированных на известняках – заполнения корневых каналов - пустот (или слепки), реже встречаются отпечатки и каналы – пустоты, единично - ризокреции со спорами микоризных грибов и петрифицированные ризолиты. В отличие от ризолитов из палеопочв девона для всех типов ризолитов из палеопочв нижнего карбона характерна полная минерализация растительных тканей, отсутствие пиритизированных и замещенных сидеритом корней (Алексеева с соавт. 2016, 2018; Алексеева 2019; Alekseeva et al. 2016).

Ризолиты-слепки формируются как по мелким одиночным корням растений травянистого облика, так и по ризофорам (корненосцам) древовидных плауновидных (стигмариям) (Фототаблица XIII). Все они сложены преимущественно кальцитом с незначительной примесью доломита, следовыми количествами кварца и редко – каолинита. Поверхность слепков ожелезнена, при этом ее цвет может быть как охристым, так и темно-серым до черного. Последнее характерно для гидроморфных глеевых почв.

Изучение химического состава ризолитов – слепков показало, что основными элементами в них являются Ca, C, Al, Si (последние 2 элемента относятся к вмещающей ризолиты породе). Дополнительно в ризолитах содержатся (в порядке убывания): Yb, Fe, Mg, Mn, Na, Co, Sr, Ti, K, P, S, Rb. Содержание Yb в образцах очень высокое, может достигать 2 %. Это содержание, однако, отвечает таковому вмещающих известняков (Рисунок 57).

В палеопочве подзолистого типа (сподосоли), сформированной на терригенных песчаных отложениях в кровле михайловского горизонта визе (карьер Полотняный завод) фоссилизированные корни представлены петрифицированными ризолитами, сложенными смесью гетита и кальцита (Фототаблица XIV). Ризолиты единичные, либо собранные в пучки (кластеры) имеют форму конусовидной трубки длиной до 5 см и диаметром около 1 см. В некоторых случаях сохраняется концентрическое строение корня. Вокруг ризолитов развиты зоны ожелезнения. Изучение химического состава данных ризолитов показало, что они обогащены Fe (43%), Ca, C, Co, Mo. Источником Ca в песчаных отложениях, на которых сформирована данная палеопочва, возможно, являются остатки раковин моллюсков (Cramer, Hawkins 2009; Retallack, Huang 2011). Аналогичные по строению ризолиты из дюнных песков Приангарья раннеголоценового возраста описаны в работе В.А.Голубцова с соавт. (2019).

Особый интерес представляют ризолиты - ризокреции (тип 4 по классификации Клаппа), обнаруженные в палеопочве (кальцисоль) веневского

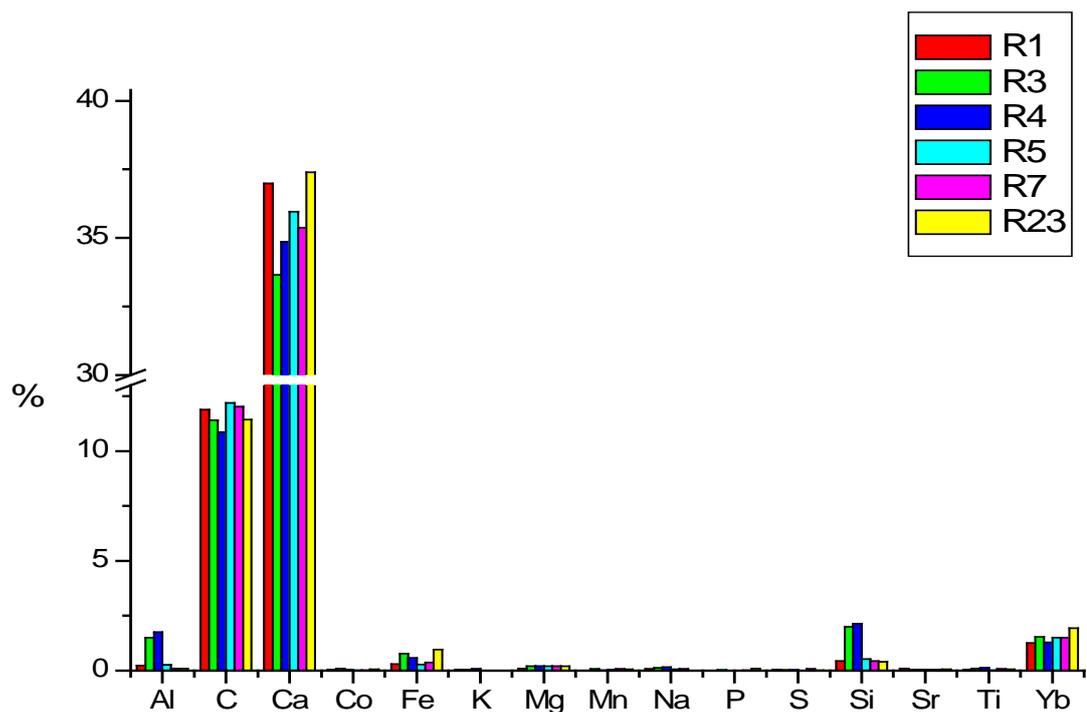


Рисунок 57. Химический состав ризолитов из палеопочв раннего карбона. Номера и характеристика ризолитов даны в Таблица 7.

горизонта в карьере Бронцы (Калужская обл.) (Алексеева с соавт. 2018). Их морфологические особенности представлены в Таблице 7 и Фототаблице XV. Ризокреции представляют собой трубки, в которые на глубине около 50 см от бывшей дневной поверхности переходят корневые каналы. Трубки имеют диаметр 3-6 см и длину до 10 см. Вмещающая трубки известковая масса сильно преобразована: представлена мягким, мучнистым кальцитом, который формирует почвенный горизонт (В-горизонт палеопочвы) мощностью до 20 см. Электронно-микроскопическое изучение деталей строения ризолитов показало, что имеет место сохранность сосудистого строения тканей корня (Рисунок 58). Последние полностью замещены кальцитом. Снаружи трубки состоят из многочисленных округлых образований диаметром около 50 мкм, которые сложены кальцитом микритовой размерности. Полагаем, что эти образования представляют собой споры симбиотических грибов (арбускулярной микоризы) (Алексеева 2019).

Симбиоз растения и арбускулярной микоризы является древнейшим симбиозом в истории Земли. Он характерен для более чем 90 % ныне живущих растений. Его первые находки относятся к раннему девону (Harrier 2001; Raven, Edwards 2001; Kenrick, Strullu-Derrien 2014). Сведения о находках следов микоризы в палеопочвах карбона приводят П.Райт (Wright 1986), Струлли-Дерьен с соавт. (Strullu-Derrien et al., 2009) и др.

Микоризные грибы играют важную роль в наземных экосистемах. Они оказывают существенное влияние на свойства ризосферы, регулируют циклы углерода и питательных элементов. Они способны улучшать корневое дыхание, усиливать толерантность растений к неблагоприятным условиям, таким как: аридность, бедность питательными элементами, токсичность тяжелых металлов и других элементов, соленость, другие стрессовые ситуации (Jones et al. 2004; Balestrini, Lumini 2018).

Предполагается, что большинство первых растений на Земле жили в симбиозе с грибами, которые способствовали заселению суши и их адаптации к условиям окружающей среды. В частности, подкисляя почву, грибы помогали извлечению

питательных элементов ранним растениям, не имевшим настоящих корней. Известно, что грибы отличаются быстрым откликом на экологические стрессы и последующей адаптацией к изменившимся условиям. Таким образом,

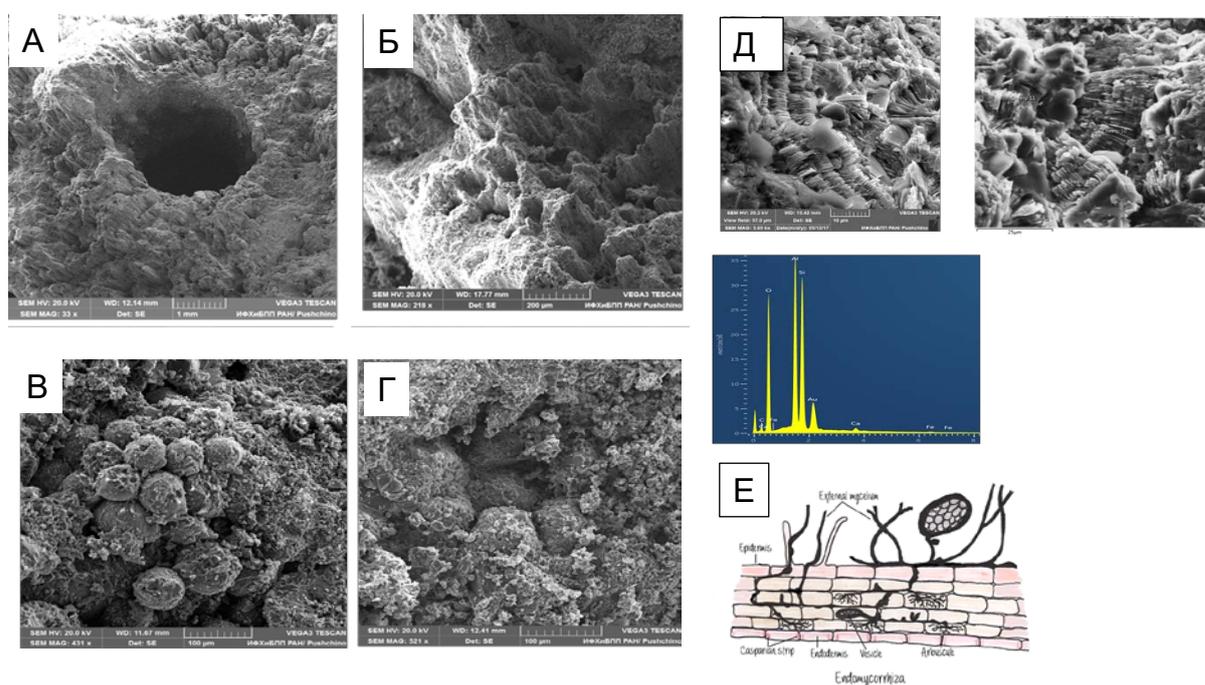


Рисунок 58. Ризолиты - ризокреции в кальцисоли уровня BU (VN2) в карьере Бронцы. Формирование ризокреций при участии эндомикоризы. А-Б- сохранение структуры тканей корня; В-Г споры микоризных грибов; Д- новообразованный каолинит вермикулярного типа в ризосфере – микрофотографии и его химический состав (данные СЭМ); Е- схематическое изображение строения эндомикоризы.

следы активизации их в геологической летописи могут свидетельствовать о дестабилизации природных обстановок (Visscher et al. 1996). Например, уникальным и глобальным по масштабам было «грибное» событие биосферного кризиса на рубеже перми и триаса (там же).

Описываемые ризокреции сформированы на обедненном жизненно-важными химическими элементами известковом субстрате. Формирование морфологически и аналитически выраженного горизонта аккумуляции вторичных карбонатов может свидетельствовать в пользу того, что на момент развития микоризы известковый субстрат уже находился в затвердевшем состоянии. Избыток Са после извлечения из него необходимых питательных для жизни и развития растений элементов оставался в растворе и впоследствии формировал чехол вокруг корня (собственно ризокрецию) (Cramer, Hawkins 2009; Zamanian et al. 2016). Для этого типа фоссилий характерно частичное сохранение структуры растительных тканей, которые замещены преимущественно кальцитом с небольшой примесью кварца и доломита. Помимо карбонатов во внешней части чехла обнаружен каолинит «вермикулярного» типа - продукт аутигенного минералообразования в ризосфере (ки 58 Д-Е) (Бортников с соавт. 2013). Формированию его способствовало подкисление, имеющее место в ризосферной почве (Соколова с соавт. 2018, 2019; Jones et al. 2004). Известно, что подкисление может быть обусловлено целым рядом факторов, в том числе дыханием корней, выделением органических кислот, обменными реакциями (Jones et al. 2004). Следствием чего является растворение вмещающего известняка, высвобождение и концентрирование Si и Al, необходимых для синтеза каолинита. Описываемая палеопочвы принадлежат к семиаридному типу (Алексеева с соавт. 2018), и деятельность микоризы, по-видимому, несла важные экологические функции.

Сравнение химического состава ризокреций с составом вмещающей палеопочвы показало, что ризокреции относительно палеопочвы обогащены (в порядке убывания): Са (37%), Fe (1%), Si, Yb, Co, Ti, P (Рисунок 57). Аккумуляция P может быть обусловлена деятельностью грибов. Накоплению Fe способствуют подкисление, смена окислительно-восстановительных условий, а также

формирование комплексов с органическим веществом (Jones et al. 2004). Последний механизм наряду с обменными реакциями с участием Са объясняет и некоторую аккумуляцию Yb (Tyler 2004).

Вторым по значимости типом ризолитов в палеопочвах на известковом субстрате являются отпечатки и каналы-пустоты. На Фототаблице XVI даны фотографии педокомплекса на уровне FU (Серпуховский ярус, тарусский гор.) в карьере «Полотняный завод». В нижней палеопочве педокомплекса ризолиты представлены ожелезненными отпечатками тонких корней двух типов - короткие и длинные вертикально вниз уходящие ветвящиеся корни длиной до 60 см. В кровле концентрация отпечатков коротких корневых систем выше. Достаточно глубокое проникновение корневых систем отвечает хорошим дренажным условиям, а их высокая плотность – в целом благоприятным условиям для произрастания растений. По всей вероятности, растительный покров здесь был представлен травянистой растительностью. Наличие в одном профиле двух типов корней может свидетельствовать о разновозрастных растениях, растениях двух и более видов, либо говорить в пользу сезонности климата.

Ярким примером каналов являются ризолиты палюстринного комплекса в кровле Михайловского горизонта («черный ризоидный известняк») (Фототаблица XVII). Каналы, образующие густую вертикальную сеть, представляют собой полости, которые остались после разложения корневых тканей, стенки их ожелезнены. Каналы имеют диаметр до 1 см и пронизывают всю толщу этого слоя, до максимальной глубины 1.3 м (средняя глубина 60-80 см). Окончания каналов - ультратонкие (микронной размерности) волоски замещены (петрифицированы) Fe-оксидами, как правило, с сохранением структуры тканей (ок 59). Таким образом, описанные ризолиты имеют комбинированную природу, совмещая два типа образований.

Окончания корневых каналов в палеопочве из низов веневского горизонта в карьере Бронцы осложнены спорами грибов, морфологические особенности которых аналогичны вышеописанным из верхов веневского горизонта в том же

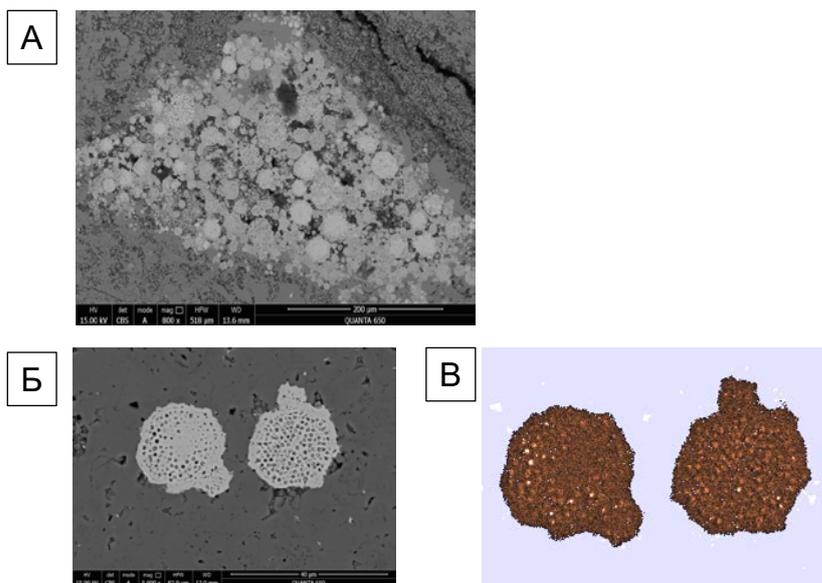


Рисунок 59. Каналы – пустоты в «черном ризоидном известняке» (уровень КНУ) в карьере Полотняный завод: А – общий вид шлифа; Б-В - корневые волоски петрифицированы гетитом с сохранением структуры тканей (данные QEMSCAN® 650F and High Resolution BSE imaging).

карьере. Здесь, вместе с тем, не отмечено формирование ризокреций и морфологических преобразований вмещающего известняка. Последний, однако, имеет несколько облегченный изотопный состав С: $\delta^{13}\text{C} = -3.67\text{‰}$. Обе палеопочвы этого возраста принадлежат к семи-аридному типу, и микориза здесь, по-видимому, также несла важные экологические функции (Алексеева с соавт. 2018).

Изотопный состав карбонатов в ризолитах находится в широких пределах: $-5.68 < \delta^{13}\text{C} < -1.16\text{‰}$ и в целом близок изотопному составу вмещающих карбонатов ($-4.66 < \delta^{13}\text{C} < +0.6\text{‰}$) (Рисунок 60). Вместе с тем, изотопный состав С карбонатов в составе ризокреций существенно облегчен по сравнению с изотопным составом палеопочвы; разница в изотопном составе составляет более 6‰. Описываемые ризолиты - ризокреции сформированы в почвах автоморфного ряда. Залегание горизонта почвенных карбонатов на глубине 50 см соответствует полуаридному климату с величиной осадков около 600 мм/год (Алексеева с соавт. 2016, 2018; Alekseeva et al. 2016; Zamanian et al. 2016). Ризокреции сформировались, по-видимому, еще при жизни растений (до момента погребения почвы), когда система была открыта по отношению к атмосферному CO_2 , и формирование чехла могло способствовать гибели растения (Kholodov, Butuzova 2008).

В палеопочвах среднего и позднего карбона ризолиты представлены редкими мм-размерности корневыми каналами. Другие типы ризолитов не выявлены. По данным других авторов (Alekseev et al. 1996) в отложениях верхнего карбона не обнаруживаются и споры/пыльца. Эти сведения подтверждают неблагоприятность климатических условий и низкую продуктивность развитых здесь ландшафтов полупустынного типа (Kabanov et al. 2010).

5.4. Палеоэкологическая интерпретация ризолитов.

Ризолиты являются ценнейшими свидетельствами былых биосфер. Обнаружение в Павловском карьере в палеопочвах среднего-верхнего девона двух принципиально различных видов петрифицированных ризолитов: трубок

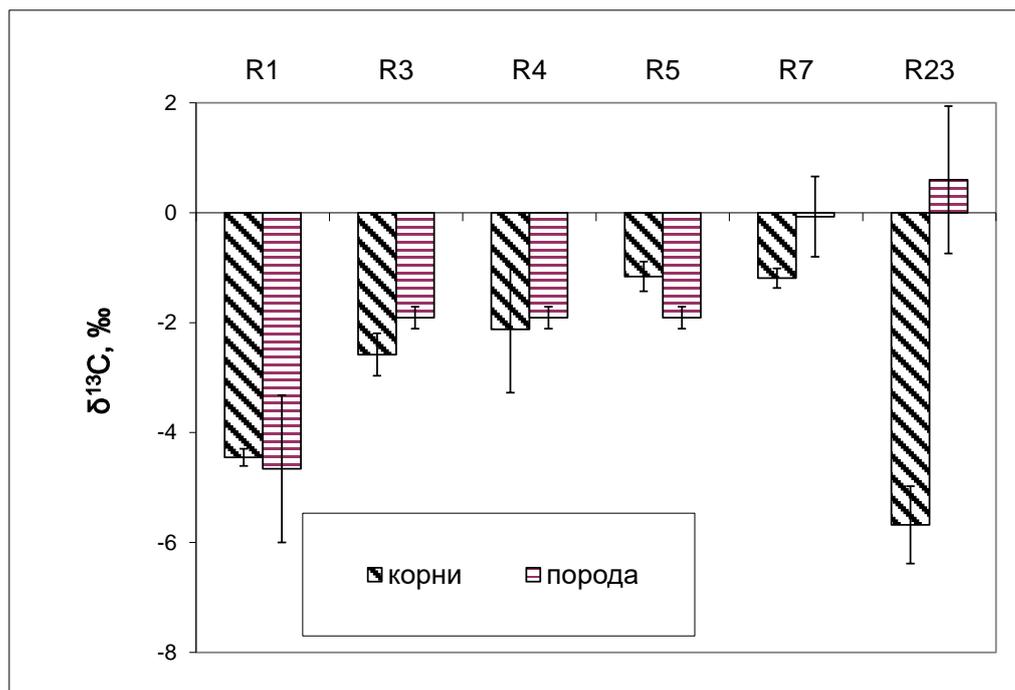


Рисунок 60. Изотопный состав углерода карбонатов в ризолитах из палеопочв раннего карбона и вмещающей почвенной массы. Номера и характеристика ризолитов даны в Таблица 7.

разной длины, диаметра и степени диагенетических преобразований и клиньев показывает, что палеопочвы формировались под двумя типами растительности: травянистой и(или) кустарниковой, и древесной. Основным фактором, определяющим различия в растительных сообществах, был рельеф. Возвышенные участки суши исходно занимал густой археоптерисовый лес, остатки корневых систем которых представлены клиньями. Другие вегетативные органы этих растений (пни, стволы и ветви) в изобилии встречены в отвалах карьера. Широкое распространение древесной археоптерисовой растительности контролировало эрозионные процессы, способствовало закреплению почвенного покрова и обеспечило сохранность этих древнейших палеопочв.

Алексеевой с соавт. (Alekseeva et al. 2016) было показано, что палеопочвы в отложениях Павловского карьера формируют сложные педокомплексы, состоящие из 4 и более палеопочв. Лесные (археоптерисовые) палеопочвы в подошве педокомплекса сменили почвы, сформированные под мелкой и средней травянисто-кустарниковой растительностью, свидетельства которой являются ризолиты-трубки. Этапы почвообразования чередовались с этапами затопления территории с последующим осадконакоплением. На этапе затопления корни растений замещались сидеритом. На стадии последующего этапа автоморфного почвообразования, будучи неустойчивым в условиях гипергенеза, сидерит в различной степени замещался гетитом. Некоторые ризолиты из кровли педокомплекса содержат пирит, Mn-оксиды, сохраняют структуру тканей, что отвечает условиям временного переувлажнения на этапах подтопления. Эти этапы отражает и утяжеление изотопного состава ^{18}O , которое характерно для карбонатов, слагающих ризолиты.

В палеопочвах склонового педокомплекса отсутствуют ризолиты-клинья. В остальном закономерности в формировании облика педокомплекса и ризолитов, в частности, аналогичны описанным выше. Частичная пиритизация ризолитов в кровле педокомплекса свидетельствует о временном переувлажнении и (полу)гидроморфном характере палеопочв склона.

В сохранившихся палеопочвах пойменного комплекса среднедевонского (живетский ярус) возраста ризолиты не обнаружены. Произраставшие здесь растения не имели корней (*Orestovia/Schuguria*, *Nematophyton*). Многочисленные находки стволов, ветвей и пней древесных растений в вулканогенных породах, перекрывающих этот педокомплекс, имеют аллохтонную природу. Распространенная пиритизация растительных фрагментов свидетельствует о преобладании гидроморфных обстановок (Alekseeva et al. 2016).

Петрифицированные ризолиты обогащены в первую очередь Fe и Mn, а также C, Ca, Mg, Co, Ti. Минеральная форма Fe определяется условиями педо-диагенеза. Это могут быть сидерит, гетит, гематит, а также пирит. Содержание Ti в ризолитах в отдельных случаях может достигать 4% и более, при среднем – 2%. Методом электронной микроскопии было показано, что Ti входит в состав аутигенного оксида – анатаза. Он является продуктом выветривания ильменита ($FeTiO_3$) в составе вулканитов осадочных пород, на которых сформированы палеопочвы.

В палеопочвах нижнего карбона на известковых субстратах основными типами ризолитов являются слепки и каналы-пустоты. Растительные ткани полностью минерализованы. Слепки сложены кальцитом. Материал слепков практически идентичен составу вмещающей массы, изотопный состав C кальцита слегка облегчен благодаря разбавлению его карбонатом ризосферы из окружения бывшего корня.

Полагаем, что тип сформировавшего ризолита определяется комплексом факторов: типом растительности, почвообразующей породой, водным режимом палеопочвы (дренажными условиями), условиями захоронения палеопочвы и его длительностью, и др.

Так, петрифицированные корни с сохранением растительных тканей формируются в случае быстрого (катастрофического) захоронения палеопочвы осадками, препятствующими поступлению кислорода. Ризокреции являются прижизненными образованиями. Их формирование осуществлялось при участии микоризных грибов. Сопряженность последних со стрессовыми ситуациями (Visscher et al. 1996) может в данном конкретном случае (веневский горизонт C1)

свидетельствовать об их развитии в связи с надвигающейся на рубеже нижнего и среднего/верхнего карбона аридизацией климата (Kabanov et al. 2010). Каналы формируются в результате медленного разложения растительных тканей параллельно с подтоплением территории и накоплением рыхлых осадков. В случае перекрытия палеопочвы карбонатными отложениями, каналы со временем заполняются карбонатным цементом с формированием кальцитовых слепков.

Важным является вопрос о феномене сидеритового состава ризолитов в палеопочвах девона в сравнении с кальцитовым составом ризолитов в изученных палеопочвах карбона, а также в палеопочвах перми, мела, голоцена и в современных почвах разного генезиса (Голубцов с соавт. 2019; Иноземцев с соавт. 2011; Naugolnykh 2016; Yakimemko et al. 2004; Zamanian et al. 2016). Два фактора, по-видимому, являются определяющими. Во-первых, это состав почвообразующей породы и тип почвы, их минеральный и химический составы. В качестве второго фактора выступает состав атмосферы, а именно концентрации в ней CO_2 и O_2 . Палеопочвы девона – оксисоли, глубовыветрелые, обедненные Са, здесь типоморфным элементом является железо. В условиях атмосферы девона, а именно высоких концентраций CO_2 и низких O_2 (Foster et al. 2017; Royer et al. 2004; и др.) железо находится в подвижной восстановленной форме. В этих обстановках сидерит доминирует и на суше, и в море (конкреции, онколиты) (Alekseeva et al. 2016). Аутигенный сидерит формируется в слабовосстановительных (до нейтральных) и в восстановительных условиях (Теодорович 1958). В изученных палеопочвах такие обстановки отвечают этапу затопления автоморфных почв, либо первичному (полу)гидроморфизму почв. В первом случае сидерит можно рассматривать как продукт диагенеза, во втором он синлитогенен почвообразованию. Д.Г. Заварзиной (2001) в лабораторных экспериментах было показано, что образование сидерита в качестве единственной Fe - восстановленной фазы осуществляется при относительном дефиците Fe, высоком парциальном давлении CO_2 , в присутствии гелеобразующих органических соединений. В нашем случае дополнительными факторами, способствующим формированию сидерита, являются и низкие концентрации катионов - Са (II), Mg (II), а также S, что

лимитирует формирование пирита (Passey 2014). Сидерит – неустойчивый к окислению минерал. В присутствии O₂, на этапе субаэрального развития территории он окисляется с формированием гетита и (редко) гематита (Kholodov , Butuzova 2008). При погребении в условиях дефицита O₂ сидерит сохраняется без последующего преобразования в оксиды.

Как важнейшие компоненты гео-биосферы, палеопочвы, являются основными свидетельствами континентальных обстановок на Земле начиная с раннего фанерозоя. Взрывное освоение суши растениями в девоне с появлением первых корнеобитаемых почв является одним из глобальных этапов в развитии биосферы. Следствием чего, в частности, явились глобальные перестройки состава атмосферы и глобальные изменения климата (Royer et al. 2004).

Наличие ископаемых корней (ризолитов) *in situ* – это не только первостепенный почвенный признак. Как продукт ископаемых ризосфер и былых биосфер в целом, ризолиты несут важнейшую палеоэкологическую функцию реконструкции растительного мира, его эволюции и обстановок окружающей среды. Ввиду плохой сохранности наземных частей многих растений, их фоссилизированные подземные части часто являются единственными свидетельствами растительности. В качестве примера можно назвать «стигмариевые» известняки визейского возраста на территории юга Подмосковного бассейна – уникальный тип захоронения ризофоров типа *Stigmara*, принадлежавших древесным плауновидным (Швецов 1938; Мосейчик 2009). Тип растительных сообществ, формирующих «стигмариевые известняки» приурочен к отложениям кровли тульского, алексинского и михайловского горизонтов. Впервые стигмариевые известняки были изучены М.С.Швецовым (1922, 1932, 1938), который показал их стратиграфическую и палеоэкологическую значимость. Швецов полагал, что стигмариевая флора занимала прибрежные отмели, допуская, что растения могли стоять в соленой морской воде по аналогии с современными мангровыми зарослями. С.В. Мейен рассматривал ризофоры стигмариевой флоры в качестве фитоиндикатора тропического климата (см Мосейчик с соавт. 2003). Мосейчик с соавт. (2003) полагают, что растительность, сформировавшая

«стигмариевые» известняки – вымерший тип многолетней монокарпической галофитной древесной растительности, пионерно заселявшей мягкие известковые илы береговых отмелей, которые обнажались во время эвстатических колебаний моря.

Биоразнообразие, продуктивность ценозов (биомасса), геоморфологические предпочтения, окислительно-восстановительные обстановки, особенности химического состава почвы, дренажные условия, стрессовые ситуации, температура почвы, состав атмосферы – это не полный круг решаемых задач. Необходимо добавить, что объем извлекаемой информации зависит от типа ризолита. Так, петрифицированные ризолиты и ризокреции, как биокосные тела - видоспецифичны. В дополнение к сказанному выше, они являются источником информации о строении тканей растений, их физиологии (изотопный состав С, химический состав, наличие микоризы) и, таким образом, решают вопросы идентификации растений, шире отражают экологические ситуации.

Тип сформировавшегося ризолита определяется комплексом факторов: типом растительности, почвообразующей породой и ее химическим составом, дренажными условиями, условиями захоронения палеопочвы и его длительностью и др. Состав ризолитов (химический и минеральный) - их важнейшая характеристика, которая с одной стороны отражает особенности среды формирования, а с другой определяют их судьбу в диагенезе.

Глава 6. Растительные макро - и микрофоссилии

6.1. Фоссилии в палеопочвах девона

Помимо fossilized корневых систем палеопочвы среднего-верхнего девона в Павловском карьере вмещают богатейший комплекс остатков наземной флоры, представленный как макро -, так и микрофоссилиями, многие из которых характеризуются непревзойденной степенью сохранности.

В данной главе представлены фотографии многочисленных флористических находок 2010-2018 гг и результаты электронно-микроскопического изучения некоторых из них. Для электронно-микроскопического исследования использовались нативные образцы, без мацерации. Большая часть находок на сегодняшний день отнесена к разряду «неопределенных» и требует дальнейшего исследования. Свою задачу мы видели в сборах, обеспечении сохранности полевого материала и в привлечении к нему внимания специалистов-палеоботаников.

Девон в истории Земли известен как «девонский взрыв» ввиду появления многих видов наземных сосудистых растений: папоротников, плауновидных, протоптеридиевых, прогимноспермовых, первых членистостебельных. Параллельно с высшими растениями существовала и другая группа девонских растений, которые сохранились в виде фитолейм.

Девонская флора Павловского месторождения во многом уникальна. Здесь впервые обнаружены новые виды растений: *Orestovia voronejiensis* T.Istchenko et A. Istchenko (Ищенко, Ищенко 1981). *Tanaitis furcihastata* (Krassilov et al. 1987), *Radicites devonicus* Naugolnykh (Наугольных 2015).

Среднедевонская флора отложений Павловского карьера представлена фитолеймами растений родов *Orestovia* и *Bitelaria*. Впервые в Павловском карьере эти растения были обнаружены, описаны и детально изучены около 40 лет назад Т.А. Ищенко и А.А. Ищенко (1981). Обнаруженные нами фоссилии

морфологически идентичны *Orestovia voronejiensis* T.Istchenko et A. Istchenko. Позднее А.В. Броушкин и Н.В. Горденко (2016) высказали предположение, что описанные Ищенко и Ищенко остатки растений принадлежат *Schuguria Tschirkova-Zallesskaya*. Это растение привлекло внимание многих отечественных палеоботаников (Ищенко, Ищенко 1981; Красилов 1982; Снигиревская 1993; Гоманьков с соавт. 2004; Броушкин, Горденко 2016). Его природа являлась и отчасти остается предметом дискуссий. На сегодняшний момент подтверждена его принадлежность к трахеофитам (Броушкин, Горденко 2016).

Данные растения произрастали по берегам мелких периодически пересыхающих внутренних водоемов или морского шельфа и образовывали густые моновидовые заросли. Фитолеймы этих растений сформировали первые в истории Земли залежи углей. Впервые этот тип угля описал М.Д. Залесский (1914) под названием «томит». Коренное месторождение его находится в Барзасском районе (Кузбасс). Детальная характеристика этих углей дана в работе В.А. Каширцева с соавт. (2010), где за ними закреплено название «барзассит».

Всеми исследователями в качестве первоочередной черты строения этого растения называется наличие исключительно толстой кутикулы. Авторы склоняются к заключению, что кутикула этих растений, превосходящая толщину кутикулы большинства растений более поздних периодов в первую очередь препятствовала потере влаги. Она могла играть важную роль и в защите от солнечной радиации, а также выполнять опорную функцию, поддерживая вертикальное положение растений (Броушкин, Горденко 2016). В девоне вместе с тем содержание озона в атмосфере приближалось к современной его концентрации (0.8 от современной концентрации O_3), что способно было защитить живые организмы от коротковолнового солнечного излучения (Ларин 2000). Вопрос об адаптации этих растений к условиям засоления дискутируется, но по сегодняшний день остается открытым. Н.С. Снигиревская (1993) полагала, что они могут быть галофитами.

Фитолеймы *Orestovia* встречены нами как в переотложенных туфах, вулканогенно-осадочных породах, так и *in-situ* в профилях полугидроморфных палеопочв, приуроченных к дну ископаемого русла (педокомплекс III). Фоссилии, извлеченные из отложений туфа представляют собой скопления плоских гибких лент цвета бронзы шириной 10-13мм. Толщина кутикулы составляет 50-80 мкм (Фототаблица XVIII А-Г).

Находки этих растений позволяют сделать несколько важных выводов касательно расчлененности рельефа изучаемой местности, экосистемах и климатических особенностей. Несмотря на то, что на рубеже среднего-верхнего девона территории ЦДП находилась вблизи экватора (Cocks, Torsvik 2011) климат не был перманентно влажным тропическим, но сезонно аридным.

В профилях полугидроморфных палеопочв, приуроченных к дну ископаемого русла (педокомплекс III) обнаружены макроостатки организма предположительно рода *Nematophyton* (Фототаблица XVIII Д-3). Его микроостатки в изобилии встречаются и в мацерированных препаратах образцов из этого педокомплекса. Близкие по морфологии фоссилии описаны в работе Д. Эдвардс с соавт (Edwards, Ahe 2012), но Павловский организм отличают парные (сдвоенные) трубочки, что относит его к разряду «неопределенных».

Девонские леса, располагавшиеся на территории современного Павловского карьера, в составе которых преобладали деревья рода *Archaeopteris*, занимали возвышенные участки суши. Их многочисленные остатки в виде пней, стволов и веток с древесиной типа *Callixylon* (Taylor 2009; Орлова, Юрина 2011) найдены в переотложенных туфах и в палеопочве в кровле девона (Фототаблицы XIX и XX). В зависимости от условий захоронения древесина может иметь очень хорошую сохранность, быть обугленной, либо пиритизированной.

Множественные находки плауновидных, прогимноспермовых (*Svalbardia*) (Taylor 2009) были извлечены преимущественно из вулканических пород.

Большинство из них на сегодняшний момент относятся к разряду «неопределенных» (Фототаблица XIX; Фототаблицы XXI, XXII).

Почва из кровли склонового комплекса I, катастрофически захороненная, характеризуется уникальной сохранностью профиля и корневых систем примитивного прогимноспермового растения - *Radicites devonicus* Naugolnykh (Наугольных 2015). При этом наземная часть растений полностью утеряна. Вместе с тем сохранившийся органогенный горизонт палеопочвы содержит богатейший комплекс спор, свидетельствующий о большом биоразнообразии произраставших здесь растений (Фототаблица XXIII).

6.2. Изотопный состав макрофоссилий девона.

Изучение изотопного состава С остатков растений девона, обнаруженных в Павловском карьере показало, что $\delta^{13}\text{C}$ кутикулы *Bitelaria* составляет $-19.90 \pm 1.60\%$; кутикулы *Orestovia* – $20.65 \pm 1.14\%$. Изотопный состав С нескольких образцов древесины археоптерисовых (*Callixylon*) составляет $-21.48 \pm 2.02\%$. Самый легкий изотопный состав имели остатки *Nematophyton* - $23.44 \pm 0.91\%$. Полученные значения близки опубликованным данным (Auras et al. 2006; Peters-Kotting et al. 2006). Эти значения характерны для растений с С3 типом фотосинтеза.

6.3 . Фоссилии в палеопочвах карбона.

По сравнению с отложениями девона в Павловском карьере, изученные палеопочвы карбона Московской синеклизы существенно беднее флористическими находками. История изучения раннекаменноугольной флоры на территории Подмосковного бассейна в деталях дана в книге Ю.М. Мосейчик (2009). Работы, проводимые на данной территории до 60-х годов прошлого столетия виднейшими отечественными палеоботаниками - М.Д. Залесским, С.Н.Наумовой, Г.П.Радченко, С.В.Мейеном с соавт., были прерваны вплоть до 90-х годов. Затем исследования продолжили О.А. Орлова (2001) и Ю.В.Мосейчик с соавт. (Мосейчик 2009, 2014; Mosseichik, Ignatiev 2004; Mosseichik et al. 2007; Mosseichik, Ruban 2010; Мосейчик, Парамонов 2016).

Изучение раннекаменноугольной флоры Московской синеклизы и ее сравнение с одновозрастными (визейскими) флорами Еврамерийского фитогеографического царства (Орлова 2001; Мосейчик 2009) показали ее близость с визейскими флорами Великобритании (~ 80% общих родов), о. Шпицберген и Чехии-Польши (по 68% общих родов). На основании этого флора обозначенной территории была отнесена к Северо-Европейской провинции Еврамерийского фитогеографического царства.

Основными нашими находками в палеопочвах нижнего карбона являются фоссилизированные остатки подземных побегов лепидодендроновой растительности – *Stigmaria ficoides*. Наиболее широко они представлены в палеопочвах алексинско-михайловского интервала. Последние находки *Stigmaria ficoides* относятся к палеопочвам на границе михайловского и веневского горизонтов. Здесь как в палеопочвах, так и озерных (пальюстринных) осадках существовали доминантные сообщества растений, и лепидодендроновая растительность не являлась. Морфологические особенности ризолитов в палеопочвах веневского и тарусского горизонтов свидетельствуют о смене растительности с древесной на травянистую. Палеопочвы аридного типа из кровли серпуховского яруса (уровень DU), среднего и верхнего карбона не обнаруживают морфологически значимых признаков развития растительности.

В связи с редкостью, каждая флористическая находка представляет собой большую ценность. Значимыми являются макроскопические остатки мелкого растения *Archaeosigillaria sp vanuxemi* (?) в палеопочве в кровле михайловского горизонта (уровень КНУ) в карьере Полотняный завод, характеризующиеся очень хорошей сохранностью тканей (Фототаблица XXIV А-В). В палеопочве подзолистого типа михайловского возраста из карьера Полотняный завод найдены макроскопические остатки ствола древовидного папоротника.

Однако чаще мы имеем дело с микроскопическими остатками растений. Таковы, например, находки из палыгорскитовой палеопочвы из низов михайловского горизонта в карьере Змеинка и остатки растений из палеопочвы

веневского горизонта в карьере Бронцы (Алексеева с соавт. 2018). Обе палеопочвы сформированы на аридных этапах развития территории (Фототаблицы XXV и XXIV Г-Д).

Глава 7. Захороненное органическое вещество

7.1. Характеристика органического вещества изученных палеопочв

В разделе 1.3 показано, что комплекс преобразований палеопочв (почвенный диагенез): эрозия, затопление, погребенение, литификация ведут к потере почвенного органического вещества (ОВ) (или гумуса) и его трансформациям (Рисунок 2).

Работы по изучению гумуса четвертичных палеопочв многочисленны. Чаще всего используются традиционные для почвоведения химические методы (содержание общего $C_{\text{орг}}$, элементный и фракционный составы гумуса) (Демкина, Демкин 1994; Дергачева, Зыкина 1998; Дергачева 2008, 2018 и др). Вместе с тем, растет число работ с применением неразрушающих инструментальных методов, таких как ^{13}C - ЯМР - спектроскопия (Перминова 2000; Чуков 2001; Алексеева с соавт. 2010, 2016, 2018, 2019; Алексеева, Золотарева 2013; Alekseeva, Zolotareva 2014; Alekseeva et al. 2018; Холодов с соавт. 2011). Изучаются как компоненты почвенного гумуса, экстрагированные из почв, так и непосредственно ОВ палеопочв или отдельных почвенных фракций (например, илистой фракции).

Исследователями погребенных под курганами голоценовых почв показано, что в ходе диагенеза снижение содержания гумуса в них составляет до 70 % за первые 2 тыс. лет с момента погребения. Дополнительно имеет место изменение его качественного состава (Губин 1984; Демкина, Демкин 1994; Демкин с соавт. 2007; Золотарева, Демкин 2013а и б; Татьянченко с соавт. 2013; Алексеева с соавт. 2019). М.И.Дергачева (2008, 2018) придерживается мнения, что гумус сохраняет ряд своих свойств в геологических масштабах времени и, как следствие, информацию о природной среде своего формирования.

Потери ОВ в диагенезе подчиняются определенным закономерностям. Важнейшими факторами, их определяющими, являются время, прошедшее с момента погребения, окислительно-восстановительные условия захоронения ОВ, принадлежность к определенному пулу ОВ (т.е. его свойства). Наибольшей

сохранностью характеризуется ОВ органо-минеральных комплексов, так называемый «стабильный» («пассивный пул»), где ОВ физически и химически защищено (Alekseeva 2011). Эта часть ОВ сосредоточена во фракциях ила, тонкой и средней пыли (частицы размером <20 мкм). Минеральный состав этих фракций также оказывает существенное влияние на свойства захороненного гумуса. Оно определяется типом органо-минеральных взаимодействий и, следовательно, химической доступностью гумуса, что, в конечном счете, во многом определяет его судьбу в диагенезе (Алексеева с соавт. 2009, 2010; Alekseeva 2011; Alekseeva et al. 2016; Татьянченко с соавт. 2013; Sankar et al. 2018 и др). По данным разных источников стабильный пул ОВ в современных почвах умеренного климата составляет 50-75 % $C_{орг}$ (Luetzow et al. 2007; Chilom, Rice 2009). ОВ этого пула является и самым «старым», в котором возраст $C_{орг}$ по данным разных авторов колеблется от 1000 до 5000 лет (Kogel-Knabner et al. 2008). Изучение ископаемых почв палеозоя показало, что илистые фракции этих почв содержат гуминовые вещества, аналитические характеристики которых идентичны гуминовым веществам современных почв. Таким образом было показано, что возраст стабильного пула почвенного ОВ может достигать 300 и более млн. лет (Алексеева с соавт. 2009, 2010, 2013, 2018, 2019).

В Таблице 8 приведено обобщение результатов изучения ОВ в составе илистой фракции палеопочв девона, нижнего, среднего и верхнего карбона. Из таблицы видно, что содержание $C_{орг}$ в них находится в очень широких пределах: 0.7-5.5%. Содержание ГК составляет 21-86 %, содержание ФК: 6-71 % , содержание фракции гумина: 0 - 54 %. Фракция гумина не является инертной составляющей гумуса почв, его ОВ подвержено минерализации и трансформации, преимущественно с формированием ГК (Алексеева с соавт. 2019).

Рассмотрим детально свойства гумуса в палеопочвах нижнего карбона на примере палеопочв визейского яруса в карьере Бронцы. Содержание $C_{орг}$ в илистой фракции гумусо-аккумулятивных горизонтов этих палеопочв находится в пределах 1.65-5.30 %. Ископаемый гумус здесь представлен как гуматным, так и фульватным

типом. Содержание негидролизуемого остатка (гумина) очень низкое. Изучение структурного состояния C_{org} в составе илистых фракций методом твердофазной ^{13}C ЯМР спектроскопии показало, что на спектрах палеопочв алексинского и веневского горизонтов преобладающими являются пики, принадлежащие С-арилов (ароматических структур) (53-55 %), что типично для углей (Рисунок 61). Напротив, гумус гистосоли в кровле алексинского горизонта (уровень MLU) содержит заметную долю углерода алкилов (35%). Учитывая маршевый генезис этой палеопочвы, можно предположить, что ее гумус наряду с С ароматических структур, источником которых являются сосудистые растения, содержит и С алкилов водных растений (гумус сапропелевого типа). Последний сохраняет свою алифатическую природу в условиях диагенеза (Hatcher et al. 1982). При этом палеопочвы всех стратиграфических уровней имеют близкий минеральный состав глин: доминирующим минералом илистых фракций является низкозарядный смектит.

Особый интерес представляет ОВ палеопочв аридного типа. В работе детально изучено ОВ в составе органо-минерального комплекса палыгорскитовой ископаемой почвы из михайловского горизонта визейского яруса нижнего карбона в карьере Змеинка и двух палыгорскитовых палеопочв из низов и верхов подольского горизонта московского яруса среднего карбона в карьере Горы (Таблица 8).

Таблица 8. Характеристика захороненного органического веществав илистой фракции некоторых палеопочв (пп) карбона.

Обозначения: С_{орг} – органический углерод, ГК-гуминовые кислоты; ФК-фульвокислоты; См- смектит; К-каолинит; Хл-хлорит; Пал-палыгорскит.

№	Карьер, тип образца	Возраст пп	С _{орг} ,%	ГК, %	ФК, %	ГК/ФК	Гумин, %	Минералогия	¹³ С ЯМР, область спектра, ppm			
									Алкилы 0-50	О-алкилы 50-110	Арилы 110-160	Карбокси-лы/карбо-нилы 160-220
1	Малиновка, ил	C1 Al-Mh	1.22	30.1	24.57	1.23	45.2	См	6	7	61	26
2	Бронцы, ил	C1V	2.33	84.9	10.56	8.04	4.6	См	16	13	53	18
3	Бронцы, ил	C1 Al-Mh	1.65	28.9	71.07	0.41	0	См	35	17	36	12
4	Бронцы, ил	C1Al	5.30	85.8	10.58	8.11	3.7	См/К	22	10	55	13
5	Полотняный завод, ил	C1Mh/V	5.54	74.9	25.09	2.99	0	К/Хл	26	9	48	17
6	Полотняный завод, ил	C1Mh/V	0.73	39.4	6.13	6.43	54.5	См	43	17	30	10
7	Полотняный завод, ил	C1Mh	3.30	43.7	53.85	0.81	2.5	К	12	9	53	26
8	Горы, ил	C2 Ms	1.06	20.6	37.4	0.55	42.0	Пал.	29	27	29	10
9	Новогуровский, кероген	C1Ser	1.37	6.0	20.0	0.30	74.0	См	33	9	29	29

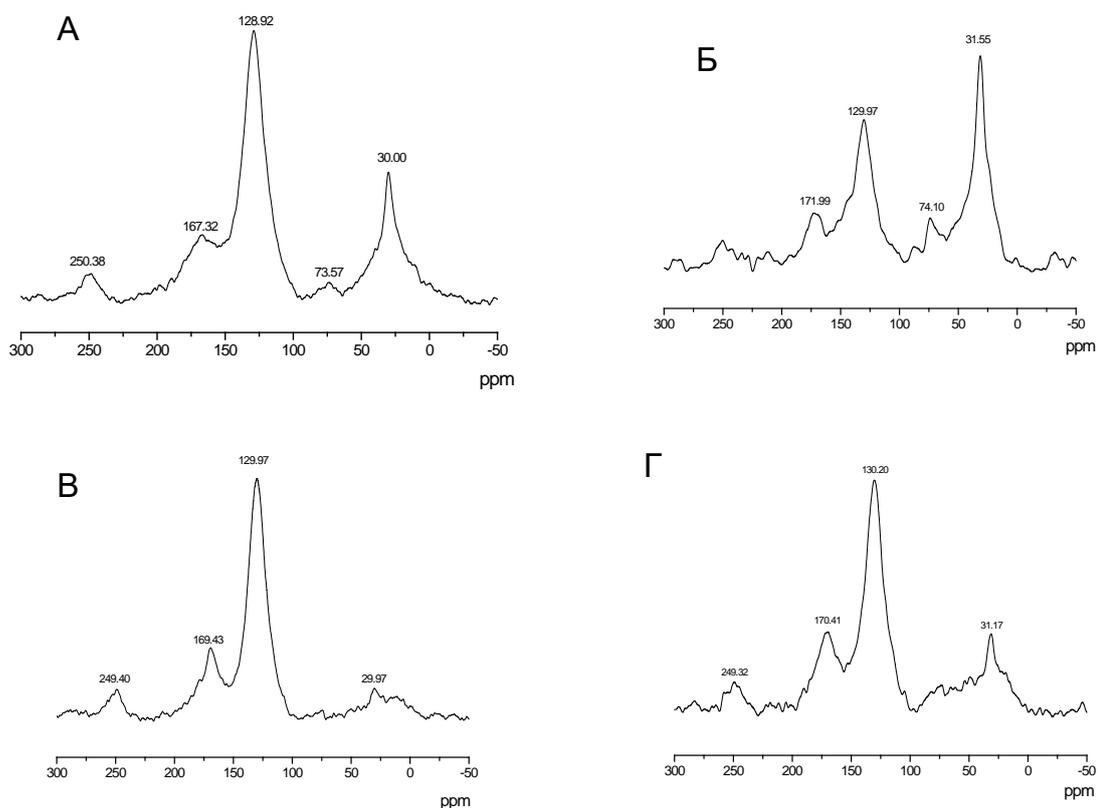


Рисунок 61. Палеопочвы раннего карбона в карьере Бронцы. ^{13}C ЯМР спектры органического вещества в составе илстой фракции материала органического горизонта палеопочв на терригенных породах: А) уровень AL; Б) уровень MLU; В) уровень KNU; Г) уровень BU (VN2). Положение полос на спектрах (химический сдвиг) здесь и далее дано относительно тетраметилсилана.

Содержание $C_{\text{орг}}$ в илистой фракции А-гор. палеопочвы из низов подольского яруса (Горы) составляет 1.1-1.5 %. Особенностью органо-минерального комплекса этой ископаемой почвы является преобладание III фракции - прочносвязанных гумусовых веществ: содержание гуминовых кислот (ГК) этой фракции составляет 21-22 % от $C_{\text{орг}}$, фульвокислот (ФК) 27-37 %. 42-50 % от $C_{\text{орг}}$ представлено гумином. Образцы характеризуются гуматно-фульватным типом гумуса, и величина отношения ГК/ФК для разных горизонтов этой палеопочвы составляет 0.55-0.83. Максимальное содержание ФК отмечено в верхней части профиля. Гумусовая составляющая описываемой палеопочвы сходна с гумусом серо-бурых карбонатных пустынных почв (на примере почв плато Устюрт) по преобладанию фульвокислот над гуминовыми кислотами, преобладанию фракций, связанных с минералами (фракция III), глубокой минерализации растительных остатков и высокому содержанию гуминов. Эти черты позволяют высказать предположение, что данная территория была заселена пустынным типом растительности. Исследование ОВ этого комплекса с применением ^{13}C ЯМР спектроскопии показало, что гуминовые вещества в нем имеют алифатическую природу, при этом содержание алкилов и *O*-алкилов (полисахаридов) практически равное: 29 и 27 % соответственно. Полагаем, что именно палыгорскитовый состав минеральной составляющей комплексов обеспечивает сохранность *O*-алкилов в составе ископаемого гумуса (Рисунок 62).

Заключая раздел о влиянии минеральной матрицы на свойства ископаемого гумуса (Таблица 8), можно заключить, что при каолинитом составе большая часть ископаемого органического вещества представлена *C* ароматических структур (углем). При палыгорскитовом составе глиен выявлена непревзойденная сохранность гумуса фульватного типа, в частности, *O*-алкилов.

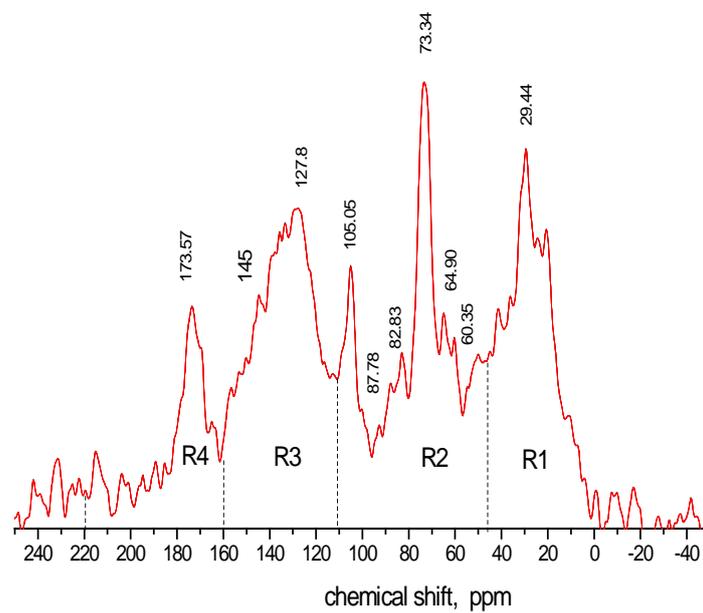


Рисунок 62. Палеопочва среднего карбона в карьере Горы. ^{13}C ЯМР спектр органического вещества в составе илистой фракции.

7.2. Результаты лабораторных исследований по адсорбции гуминовых кислот глинистыми минералами: монтмориллонитом и палыгорскитом

Для объяснения выявленного феномена были изучены механизмы взаимодействия глинистых минералов с принципиально различными свойствами (Handbook 2006; Wilson 2013) – монтмориллонита и палыгорскита с гуминовыми веществами. Адсорбция трех препаратов гуминовых кислот (ГК) монтмориллонитом из месторождения Вайоминг (США) и палыгорскитом из отложений среднего карбона на территории Коломенского района Московской обл. изучена методом изотерм. Препараты ГК были выделены из образцов гумусо-аккумулятивных горизонтов чернозема выщелоченного (Воронеж) и каштановой почвы (Волгоград), дополнительно использован коммерческий Na-гумат фирмы Aldrich. Свойства полученных в ходе экспериментов органо-минеральных комплексов были изучены с применением твердофазной ^{13}C ЯМР спектроскопии и Фурье - ИК-спектроскопии. Детально результаты этого исследования опубликованы в работе (Алексеева, Золотарева 2013). Было, в частности, показано, что в ходе адсорбции гуминовых кислот минералами имеет место их фракционирование, которое проявляется в избирательной адсорбции отдельных компонентов ГК. Показано, что фракционирование ГК контролируется свойствами минеральных поверхностей. В экспериментах с палыгорскитом имеет место преимущественная сорбция *O*-алкилов, обнаружены сигналы углерода метиловых групп, возможно, относящиеся к белкам и воскам (Рисунок 63). Монтмориллонит сорбирует, в первую очередь, алкилы (линейные полиметилены). Взаимодействие неполярных алкильных групп ГК с минералами относится к слабым (Ван-дер-Ваальсовое, гидрофобное). Методом ИК- спектроскопии установлено, что в дополнение к этим предполагаемым слабым типам взаимодействий, палыгорскит образует с гуминовыми кислотами и устойчивые химические связи, в которые вовлечены Si–ОН группы. Показано, что ИК - спектры органо-минеральных комплексов по сравнению со спектрами исходного минерала содержат дополнительные полосы в области

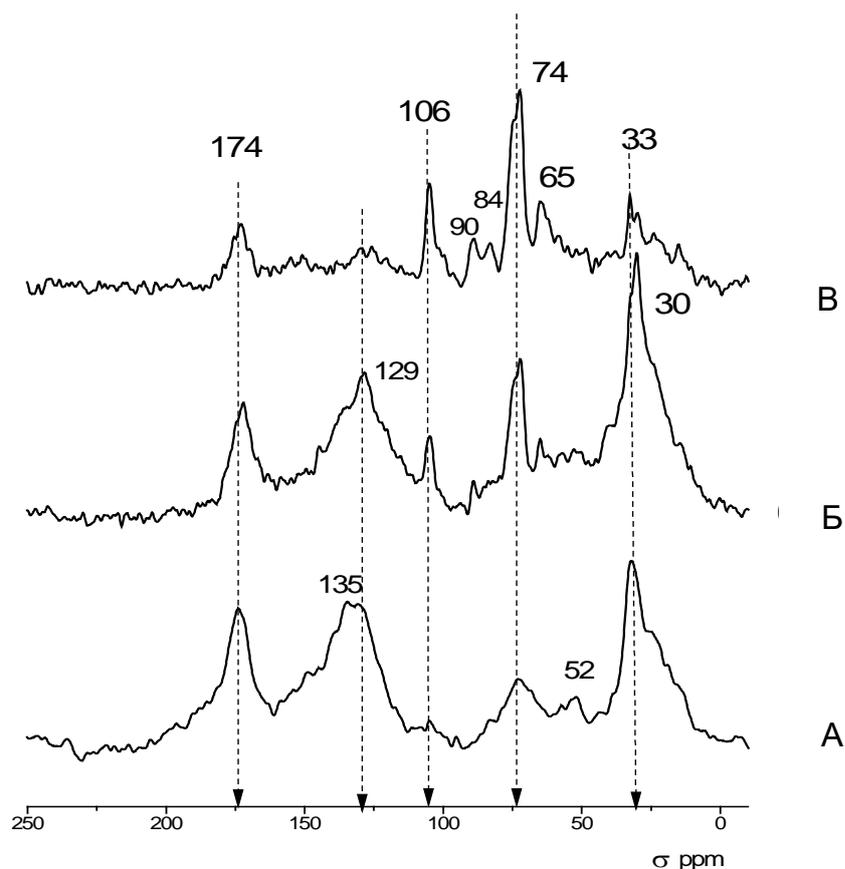


Рисунок 63. Спектры ^{13}C ЯМР: А - препарат гуминовой кислоты, выделенной из чернозема (Воронеж) - 1ГК, Б - комплекс монтмориллонит + 1ГК; В - комплекс палыгорскит + 1ГК.

2960–2950 cm^{-1} ($\text{CH}_2\text{-CH}_3$ группы) (Рисунок 64). Спектры второй производной, представленные на Рисунке 65, показали видимые отличия между спектрами органо-минеральных комплексов и исходного палыгорскита в области колебания Si-OH групп (3700 cm^{-1}) (Gionis et al. 2006). На спектрах комплексов интенсивная полоса 3700 cm^{-1} замещает две полосы меньшей интенсивности (3708 и 3688 cm^{-1}), характерные для спектра палыгорскита. Особенностью структуры палыгорскита является наличие OH -групп, занимающих различные положения в его структуре, включая и Si-OH группы. Содержание последних, оцененное по данным ^{29}Si ЯМР

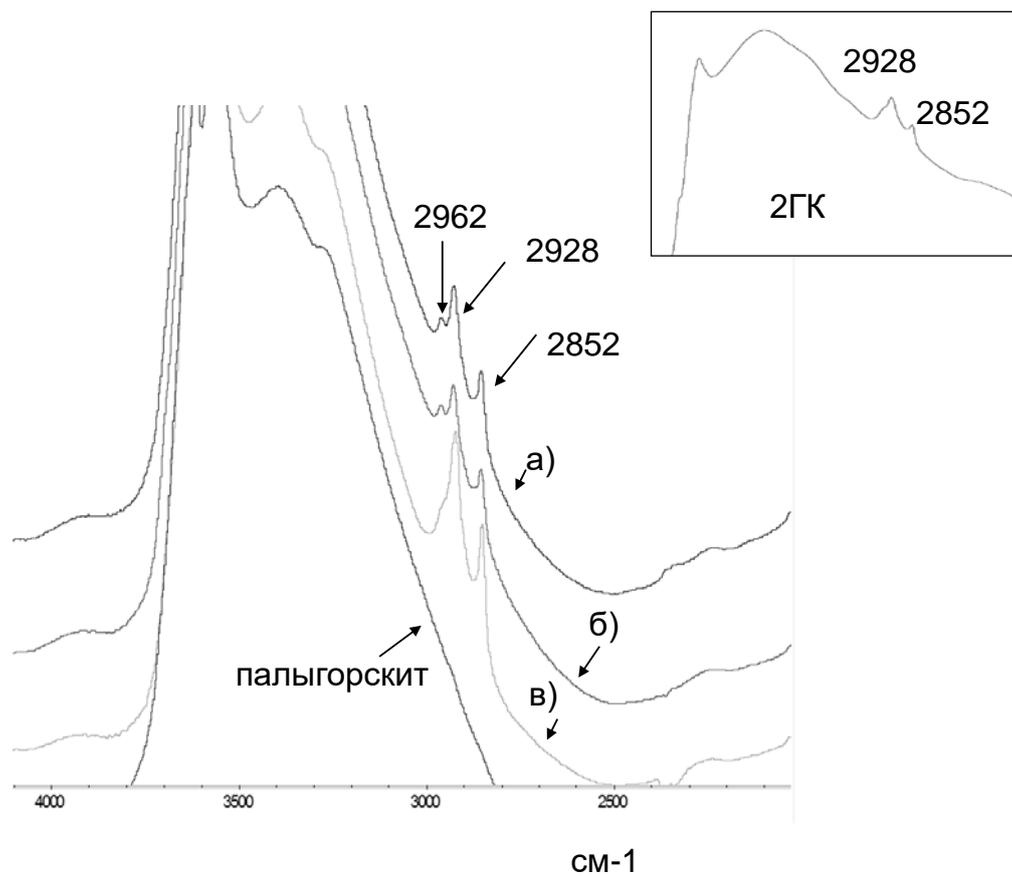


Рисунок 64. ИК-спектр палыгорскита и его комплексов с препаратами гуминовых кислот: а) – с 1ГК; б) – с 2ГК; в) – с 3ГК. На врезке – участок спектра 2ГК.

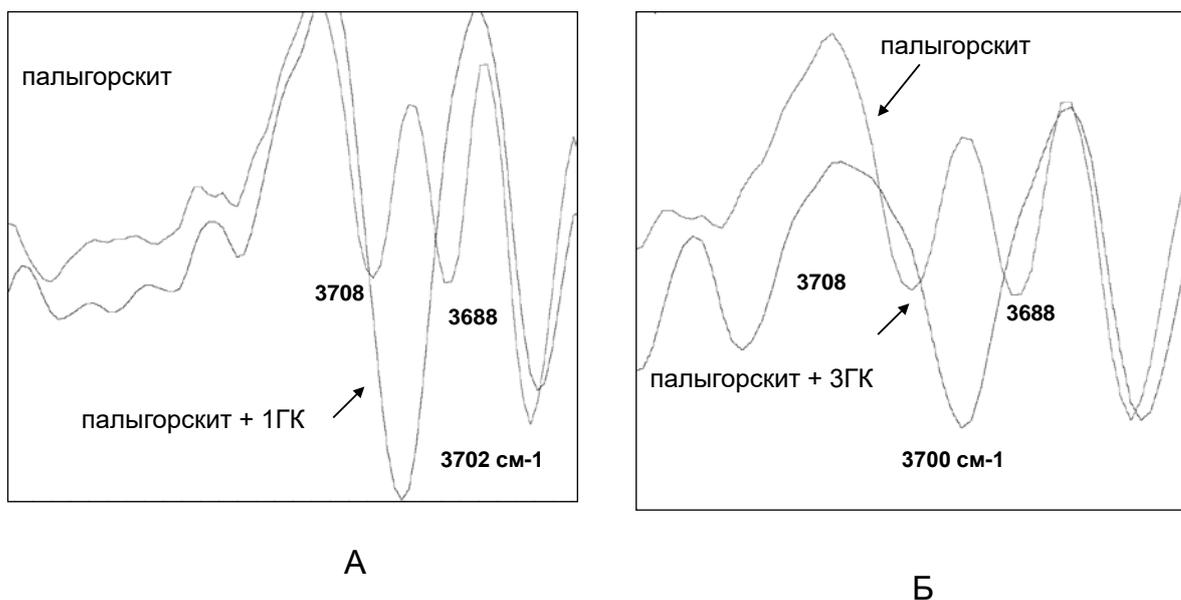


Рисунок 65. Вторая производная ИК- спектров палыгорскита и его комплексов с гуминовыми кислотами: А - с 1 ГК; Б – с 3ГК.

спектроскопии, достигает 8% от общего окружения Si (Kuang et al. 2004). На основании результатов этих исследований полагаем, что в экспериментах с палыгорскитом дополнительно к слабым Ван-дер-Ваальсовым и гидрофобным взаимодействиям неполярных алкильных групп, ГК формируют и прочные химические связи с этим минералом, в которые вовлечены Si–ОН группы палыгорскита и, скорее всего, *O*-алкилы гуминовых кислот. Свойство палыгорскитовой решетки химически связывать органическое вещество и при этом обеспечивать его высокую устойчивость было известно представителям древних цивилизаций. Показательным примером является голубой пигмент древних Майя, обладающий непревзойденной устойчивостью во времени, а также к фото-,

биодegradации, воздействию кислот и других агрессивных реагентов. Показано, что в состав этого пигмента входит растительный краситель индиго (*Indigofera suffruticosa*) и волокнистые силикаты палыгорскит/сепиолитовой группы (Hubbard et al. 2003).

7.3. Свойства керогена «лобатовых» глин (стешевский горизонт серпуховского яруса нижнего карбона)

По определению термины «гумин» и «кероген» практически идентичны: полимерные органические материалы, нерастворимые в органических растворителях. Если термин «гумин» - почвенный, то термином «кероген» обозначают литогенный устойчивый углерод. Его содержание в нелигифицированных осадочных породах достигает 70% (Rice2001). В зависимости от источника ОВ выделяются керогены террагенные (гумусовые) и аквагенные (сапропелевые) (Богородская с соавт. 2005). Нами изучен кероген так называемых «лобатовых» глин стешевского горизонта серпуховского яруса нижнего карбона из карьера Новогуровский (Таблица 8). Черные монтмориллонитовые глины стешевского бассейна представляют собой осадки древней дельты (Кабанов с соавт. 2012). Содержание в них $C_{орг}$ составляет 1.37%. ОВ характеризуется высокой величиной отношения $C/N=30$ и обогащено серой ($S=0.69\%$). Отличительной особенностью ОВ является практически полное отсутствие ГК (6%) и очень высокое содержание негидролизованного остатка (гумина) – 74%. По этим параметрам кероген принципиально отличается от ОВ ископаемых почв того же возраста. Изучение керогена методом твердофазной ^{13}C ЯМР спектроскопии показало, что в составе ОВ доминирует углерод алифатических (метиленовых) групп (область спектра 30-33 ppm) (Рисунок 66), что свидетельствует в пользу сапропелевого источника $C_{орг}$. (Богородская с соавт. 2005). Содержание *O*-алкилов низкое, ацетальные группы не обнаруживаются. Аналогичные ^{13}C ЯМР спектры были получены Бушневым с соавт. (2010) для керогенов из сланцев верхнего девона и верхней юры.

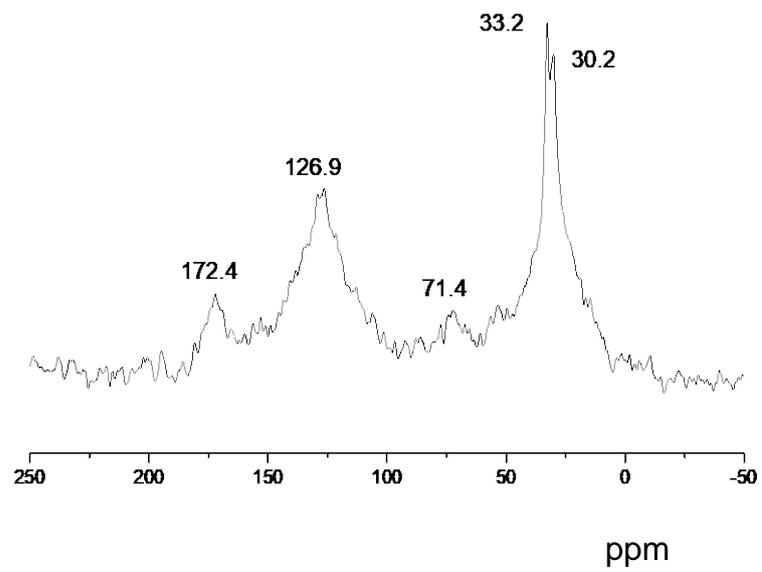


Рисунок 66. Спектр ^{13}C ЯМР керогена «лобатовых» глин (стешевский горизонт серпуховского яруса нижнего карбона).

7.4. Изотопный состав органического углерода в палеопочвах раннего карбона

Для палеопочв раннего карбона из карьера Полотняный завод был изучен изотопный состав органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в составе органо-минеральных комплексов (илистых фракций). Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ находятся в пределах -21.0‰ и -24.4‰ . Они отвечают значениям, полученным Аурас с соавт. (Auras et al. 2006) и Петерс-Коттиг с соавт. (Peters-Kottig et al. 2006) для растительности каменноугольного возраста и свидетельствуют о том, что источником $C_{\text{орг}}$ были растения с C_3 типом фотосинтеза. По результатам полевых наблюдений источником $C_{\text{орг}}$ в палеопочве уровня МН1 являются ликопсиды. Базируясь на полученных результатах можно полагать, что $\delta^{13}\text{C}$ этого типа растений составляет -24‰ . Близкие значения $\delta^{13}\text{C}$ data (-24.4‰) были получены для ОВ из палеостратиграфических отложений (уровень КНУ на границе михайловского и веневского горизонтов). $C_{\text{орг}}$ из остальных изученных палеопочв имеет несколько более тяжелый изотопный состав: между -21.0‰ и -21.95‰ . По данным Аурас с соавт. (Auras et al. 2006) такой изотопный состав характерен для кордаитовых. С другой стороны, обнаруженные различия могут быть обусловлены с различиями в изотопном составе C различных функциональных групп $C_{\text{орг}}$. Так, Хефс (Hoefs 2009), показал, что карбоксильные группы обогащены ^{13}C в такой же мере, как и морские карбонаты. Наши экспериментальные данные, полученные с применением ^{13}C ЯМР спектроскопии показали, что наиболее облегченный изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ получен для захороненного ОВ, обогащенного алкилами и O -алкилами (уровни МН1 и КНУ) (Alekseeva et al. 2016).

Часть 3. Ископаемые почвы как палеоклиматические архивы

Глава 8. Количественные реконструкции палеоклимата Северной Евразии в девоне и карбоне в сравнении с территорией Северной Америки

Реконструкция палеоклимата девона и карбона на обозначенной территории базировалась на использовании как качественных критериев (литолого-минералогические, палеоботанические, почвенные характеристики), так и количественных, в первую очередь геохимических показателей. Изотопные методы для целей реконструкции палеоклимата в данной работе использованы ограниченно. Анализ палеомагнитных данных показал их слабую пригодность ввиду диагенетических преобразований оксидов железа при смене окислительно-восстановительных условий на этапах затопления территории. Другая причина ограниченной пригодности палеомагнитных данных обусловлена карбонатным субстратом палеопочв карбона, парамагнитным по своей природе, что резко снижает величину магнитного сигнала.

Методы расчетов величины среднегодовых осадков и среднегодовой температуры с использованием геохимических показателей даны в разделе 2.2.3.

Полученные результаты количественных расчетов величины атмосферных осадков (MAP) для палеопочв девона в Павловском карьере, свидетельствуют, что на живет/ястребовском интервале девона на изученной территории климат был теплым и влажным. Величина атмосферных осадков по нашим расчетам составляла 900-1200 мм /год. Этот вывод подтверждает также каолинит-гетит-гематитовая минеральная ассоциация, субмикроскопические признаки выветривания минералов, формирование аутигенных минералов (например,

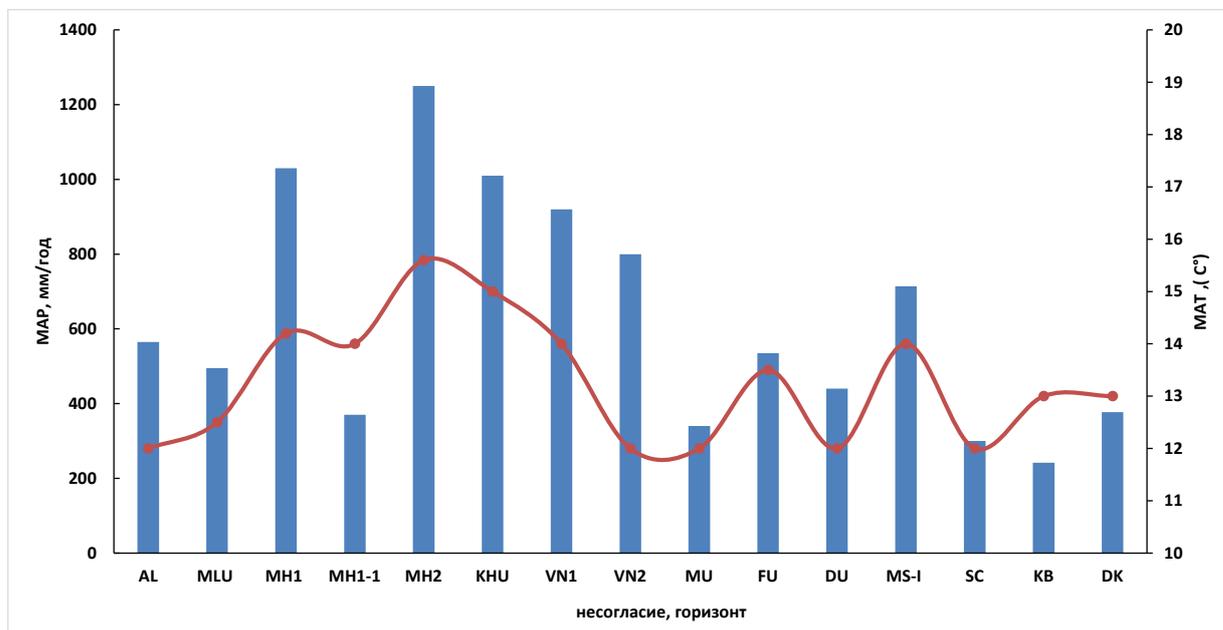


Рисунок 67. Количественные реконструкции величины среднегодовых осадков (MAP) и среднегодовой температуры (MAT) карбона для изученной территории Московской синеклизы.

Обозначения возраста палеопочв (уровней несогласий): AL - алексинский горизонт; MLU – «Малиновское несогласие» на границе алексинского и михайловского горизонтов; MN1 , MN1-1 MN2 - несогласия михайловского горизонта; KHU – «Холмское несогласие» в кровле михайловского горизонта; VN1 и VN2 – несогласия веневского горизонта (комплексное несогласие «Барсуки» - BU); MU – «Муратовское несогласие»; FU – «Форинское несогласие»; DU – «Дашковское несогласие»; MS-1 – «Новоберезовское несогласие» в карьере Малый Студенец; SC – «Сенницеручейское несогласие» в карьере Горы; KB- верхнее «Коневборское несогласие» в карьере Касимов; DK – несогласие в Гжельском горизонте в карьере Дюкино (см ки 19 и 20) (Kabanov 2003; Kabanov et al. 2010; Alekseeva et al. 2016; Алексеева с соавт. 2018).

анатаза, гетита, сидерита), свидетельства перераспределения тонкодисперсного материала в профиле палеопочв с формированием глинистых кутан на поверхностях конкреций, ризолитов и других отдельностей. Широкое распространение в отложениях живета *Oresvovia voronejiensis*, *Schuguria ornate*, *Bitelaria* - растений с толстой кутикулой, указывает на то, что климат, возможно, был сезонно аридным. Такое предположение было сделано и Т.А.Ищенко и А.А.Ищенко (1981), впервые описавшими эти растения в отложениях живета Павловского карьера. Расчеты величин среднегодовой температуры (MAT) в соответствии с уравнением: $MAT = -2.74 \times \ln(PWI) + 21.39$ (Gallagher, Sheldon 2013) (Таблица 2) показали, что они составляли $19 \pm 3^\circ\text{C}$. Климатические параметры, полученные для границы франского/фаменского ярусов, на основании характеристик палеопочвы в подошве задонского горизонта в карьере г. Ливны составили 600-700 мм/год и $14-15^\circ\text{C}$. Свидетельства аридизации климата в верхнем девоне широко обсуждаются в литературе (Royer et al. 2004; Brezinski et al. 2008, 2009; Cao et al. 2018 и др).

Количественные расчеты величин атмосферных осадков для палеопочв карбона показали, что в карбоне на обозначенной территории имели место существенные флуктуации климата (Рисунок 67). Максимальное количество атмосферных осадков приходилось на михайловский интервал визе (до 1250 мм/год). В конце алексинского времени величина атмосферных осадков находилась в пределах 500-600 мм /год. Начиная с веневского горизонта, климат вновь характеризовался постепенным снижением величины атмосферных осадков до 340 - 535 мм/год. В качестве биологического индикатора аридизации климата может рассматриваться развитие ризосферной микоризы в палеопочвах веневского интервала (карьер Бронцы, уровень ВU). Обозначенные этапы аридизации климата отмечены формированием в верхних гумусоаккумулятивных горизонтах палеопочв отложений гипса. Аридная палеопочва из низов михайловского горизонта в карьере Змеинка (уровень МН1-2) имеет палыгорскитовый состав. В минеральном составе Дашковской палеопочвы из карьера Заборье (стешевский горизонт) наряду со смектитом (высокозарядным бейделлитом) содержится

палыгорскит, а карбонаты представлены смесью кальцита и доломита, что характерно для аридных обстановок. Обнаружение в палеопочвах нижнего карбона таких минералов как педогенные карбонаты и смектиты, а также лепидокрокита позволяет заключить, что климат характеризовался сезонностью. Наметившийся в верхах нижнего карбона тренд в направлении роста содержания Mg- минералов продолжился в отложениях среднего и верхнего карбона. В минеральном составе палеопочв этого интервала абсолютно доминирует палыгорскит. Расчетные значения атмосферной увлажненности при этом находились в пределах 240-700 мм/год. Максимальные значения увлажненности приходятся на каширский горизонт, когда развитие получили вертисоли. Для их формирования необходима выраженная сезонность климата. Табор с соавт (Тabor et al. 2008 и др) отмечают, что на территории современных США во второй половине карбона и перми вертисоли получили широкое распространение в приэкваториальной зоне и к северу от него (вплоть до 10°).

Расчетные значения величин среднегодовой температуры (MAT) исходя из химического состава палеопочв карбона находятся в пределах 12 - 15.5°C (среднее значение $13 \pm 1^\circ\text{C}$), что сравнимо с современными среднегодовыми температурами. Падение величины атмосферной увлажненности сопровождалось и падением среднегодовой температуры на 2-4°C (сопровождалось похолоданием).

Детальное изучение палеопочв нижнего карбона на 11 стратиграфических уровнях в 8 карьерах Подмосковного осадочного бассейна (всего 22 ПП) позволило выявить: 1) смену почвенного покрова во времени; 2) наличие пестроты почвенного покрова для одновозрастных почв. Обобщая данные можно заключить, что на интервале алексинский – низы михайловского горизонтов преобладали (полу)гидромофрные почвы прибрежного типа – гистосоли, маршевые флювисоли под лепидодендроновой растительностью. Климат на этом интервале был в целом полуаридный, прохладный. Формирование гипса, лепидокрокита, других окисленных форм железа, вторичного кальцита - свидетельствует о периодическом пересыхания территории – т.е. о сезонности климата. Михайловское время было в

целом наиболее влажным и наиболее теплым, среднегодовое количество осадков достигало 1250 мм, МАТ – почти 16°C. На этом фоне зафиксирован аридный этап (МАР 370 мм), которому соответствует палыгорскитовая палеопочва, обнаруженная в карьере Змеинка. Для наиболее влажных обстановок (МН2) характерно развитие палеопочв подзолистого типа (сподосоль) скорее всего под папоротниковой растительностью. В верхах михайловского времени (уровень КНУ) обширная территория вышла на поверхность и претерпела длительный континентальный этап, который начался с денудации. Далее на эрозионной выветрелой поверхности известняков повсеместное развитие получили вертисоли. Для их формирования характерен влажный, но сезонно засушливый климат. Последующее постепенное медленное погружение территории сопровождалось формированием комплекса тропических ладшафтов болотного типа (типа Эверглейдс). Наряду с растительностью тростникового типа, благодаря которой сформировались «черные ризоидные известняки», локально были распространены и лепидодендроновые заросли. Уровень КНУ – последний, отложения которого содержат стигмарины. Начиная с него наметился тренд на аридизацию климата. В пределах венецкого горизонта вплоть до границы с тарусским (уровни ВU и МLU) развитие получили комплексы, нижняя часть которых представлена карбонатными почвами (кальцисоли, рендзины), перекрытые слабо развитыми протосолями. Предполагаем, что эти почвы формировались с участием голосеменных (кордаитовых) растений. В подошве протвинского горизонта (уровень DU) сформирована аридная палыгорскитовая палеопочва. В промежутке имел место этап увлажнения и потепления (уровень FU), на котором зафиксированы гистосоли и гистосоли с гипсом (прибрежные полугидроморфные, временно пересыхающие).

Таким образом, почвенный покров на обозначенной территории характеризовался пространственно-временной неоднородностью, обусловленной положением береговой линии и климатом. Базируясь на стратиграфической последовательности выявленных типов палеопочв нижнего карбона и их

латерального распространения представлена палеогеографическая ситуация на территории южного крыла Московской синеклизы, которая детализирует информацию, содержащуюся в Атласе (1969). Можно предположить, что береговая линия на разных этапах визейского времени смещалась с востока на запад на расстояние до 200 - 250 км. Отложения, слагающие уровень КНУ – единственные, получившие широкое латеральное распространение, Протяженность заболоченной низменности с запада на восток составляла как минимум 200 км, что превышает размеры национального парка подобного типа во Флориде. Отложения этого стратиграфического уровня соответствуют требованиям, по которым они могут рассматриваться в качестве «геосоли».

Исходя из полученных в данной работе данных, на территории южного крыла Московской синеклизы тренд на аридизацию климата наметился раньше, предположительно начиная с тарусского горизонта Серпуховского яруса. Торфяные палеопочвы этого времени и находки лепидодендроновой флоры (стигмарий) являются последними (данное исследование, Мосейчик 2009). Обнаружение палыгорскитовых палеопочв в кровле протвинского горизонта и затем в кровле каширского горизонта, подольском, кровле мячковского горизонта и гжельском ярусе свидетельствует о развитии и длительном распространении ландшафтов аридного типа. При наличии глобального тренда на аридизацию, в работе выявлены флуктуации климата в верхнем карбоне: смектитовые палеопочвы типа вертисоли в кровле каширского горизонта формировались в более гумидных обстановках. Рассчитанные величины атмосферной увлажненности на этом этапе составляли около 700 мм/год. В минеральном составе вертисоли присутствуют две минеральные фазы: палыгорскит и сформированный по нему Mg- бейделлит.

В экваториальной зоне суперконтинента Пангея - на территории современной Канады, США и Мексики во второй половине карбона аридизация с глобальной сменой растительного покрова, когда тропические гигрофитные лепидодендроновые леса были вытеснены засухоустойчивыми древовидными

папоротниками, кордаитовыми, птеридоспермовыми имела место на интервале: середина московского яруса - граница московского-касимовского ярусов (DiMichelle et al. 2001, 2011; Falcon-Lang 2004; Falcon-Lang et al. 2018).

ДиМишель с со-авт (DiMichelle et al. 2001; 2011) говоря о флуктуациях климата Земли в карбоне указывают на сокращение интервалов, в пределах которых климат оставался стабильным. Если средняя продолжительность этих интервалов в нижнем карбоне на этапе раннего межледниковья составляла 400 тыс лет, то в верхнем карбоне на этапах среднего и позднего межледниковья она сократилась до 100 тыс.л. Последние имели свои региональные особенности, и информация о них во многом зависит от детальности исследований. Ввиду этого возрастает важность региональных исследований, способствующих детализации глобальной климатической шкалы.

На настоящий момент не сложилось единого мнения на причину глобальной аридизации климата имевшей место в верхнем карбоне-перми, когда на смену «угольным бассейнам пришли отложения гипсов» (DiMichelle et al. 2011). Наиболее распространенным является мнение, что аридизация климата в верхнем карбоне была обусловлена комплексом факторов и в первую очередь - наступлением оледенения, его масштабным III эпизодом (Alekseev et al. 1996, 2004; Isbell et al. 2008; DiMichelle et al. 2011; Falcon-Lang et al. 2018 и др).

Наиболее детально факторы, которые , вероятно, обусловили аридизацию даны в работах Табора с со-авт (Tabor, Pulsen 2008; Tabor et al.2008): 1) дрейф материков, в ходе которого в среднем карбоне – перми (320-280 млн лет) восточная и центральная части Пангеи сместились с экватора к северу на 10-14° - из тропической в субтропическую климатическую зону; 2) соотношение суша/море - на этапе аридизации верхний карбон - пермь территория суши возросла на 6%; 3) формирование суперконтинента Пангея; 4) континентальность, сезонность климата и связанное с ней развитие муссонов; 5) воздымание и разрушение горных массивов центральной Пангеи; 6) наступление /отступление ледового щита Гондваны; 7) давление атмосферного CO₂. Математическая обработка данных

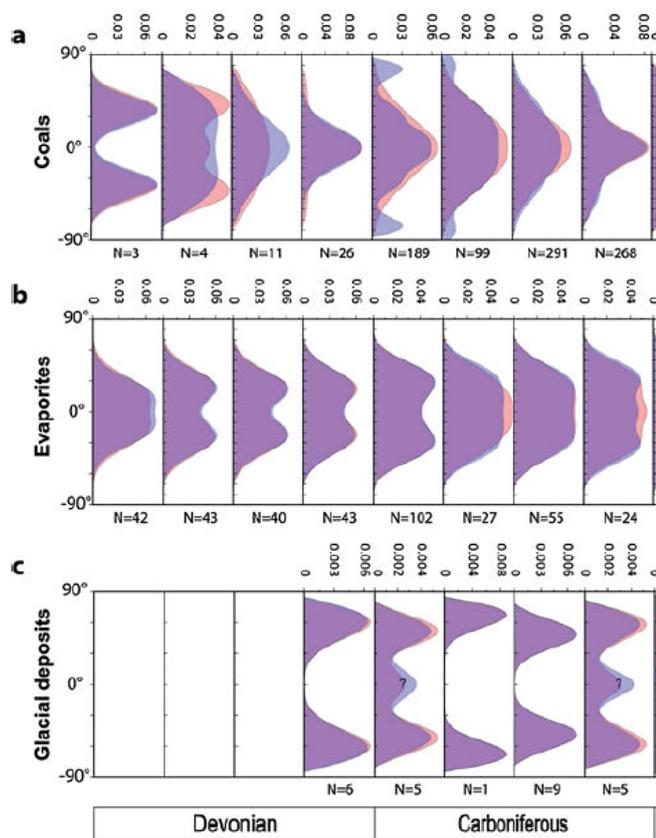


Рисунок 68. Отложения углей, эвапоритов и тиллитов на территории континентальной Земли в девоне и карбоне. N- размер выборки (фрагмент Fig. 9 Cao et al. 2018).

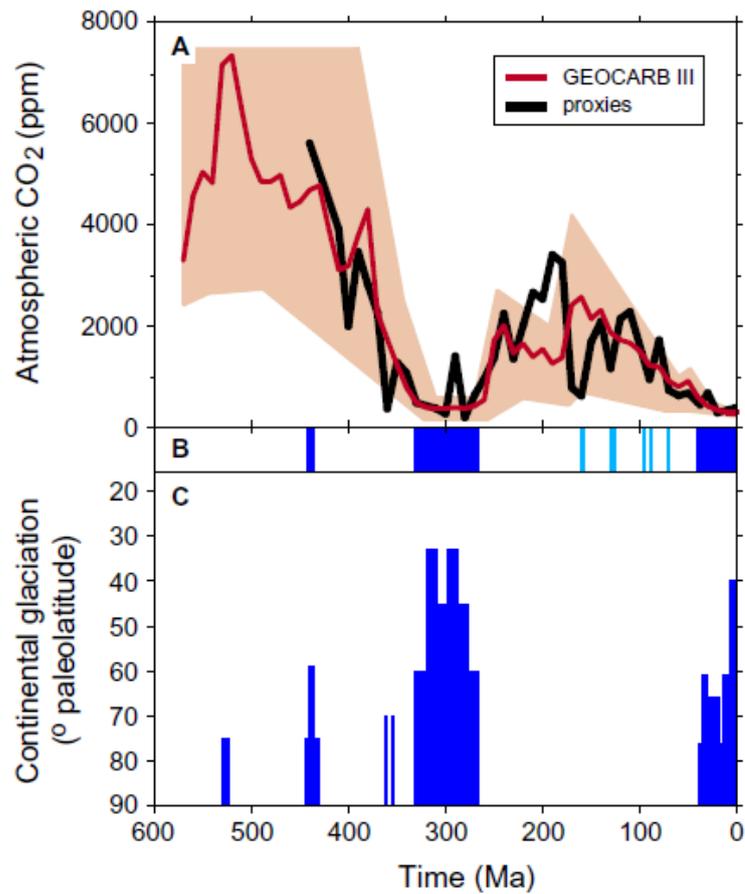


Рисунок 69. А – Атмосферное давление CO₂ Земли в фанерозое – сравнение данных моделирования и реконструкции с использованием комплекса показателей; В – С - распространение ледников на территории Земли в фанерозое (см Fig. 2. Royer et al. 2004).

показала, что *весь* комплекс факторов обусловил аридизацию. При этом первые 4 фактора играют более значимую роль (Tabor, Pulsen 2008).

Ройер с со-авт с применением модели GEOCARB III (Royer et al. 2004) выявил наличие достоверных зависимостей между содержанием CO₂ в атмосфере и распространением ледников в Фанерозое: минимальный уровень CO₂ отмечен на этапах максимального распространения ледников. Снижение уровня атмосферного CO₂ на границе карбона и перми и его стабилизация инициировали самое длительное за последние 550 млн лет оледенение. Падение уровня CO₂ обусловлено в первую очередь интенсификацией выветривания силикатных пород под воздействием древесной растительности, появившейся в девоне. Что привело к связыванию атмосферной CO₂ в карбонаты, в первую очередь Ca и Mg (Bernier 2003). Вторым по значимости эффектом от появления и развития лесов было образование и захоронение больших объемов устойчивых к разложению органических остатков, богатых лигнином. Как следствие, в карбоне сформировались крупнейшие в истории Земли залежи углей. При этом концентрация CO₂ упала почти в 3 раза по сравнению с теплым девоном (Royer et al. 2004; Cao et al. 2018) (Рисунок 68).

Близкое суждение высказывает академик Э.М.Галимов (портал «Научная Россия, неопубликованное интервью 25.12.18): оледенения обусловлены снижением в атмосфере концентрации парниковых газов – метана в бескислородной атмосфере ранней Земли и далее - CO₂. Концентрацию этих газов в атмосфере регулирует биосфера. Автор считает оледенения проявлением саморегуляции биосферы. В условиях кислородной атмосферы оледенения возникают ввиду конфликта между ролью CO₂ в качестве парникового газа и его ролью в качестве источника существования биосферы.

Результаты Р. Бернера (Bernier 2003) по моделированию климата (модель GENESIS 3.0 Earth system) показали, что в позднем карбоне максимальная величина средней атмосферной увлажненности имела место вблизи экватора ~1900 мм/год; кривая распределения осадков к югу и северу от экватора была

практически симметричной. На широте 10-15° величина осадков падала до 770 мм/год. Минимальная величина фиксируется на широте 25° и составляла 370 мм/год. Приблизительно такой же порядок величин получен нами исходя из характеристик палеопочв Подмосковного осадочного бассейна на московско-гжельском временном интервале (Рисунок 69).

Выводы

1. Уровни субэаральных перерывов и палеопочв девона как для территории Евразии, так и для большинства других континентов редки, что объясняется, прежде всего, малой амплитудой колебаний уровня мирового океана в условиях девонской безледниковой Земли. Одна из возможностей формирования палеопочв - на поднятых блоках. Длительный этап континентального развития объясняет формирование сложных педокомплексов, состоящих из нескольких (до 5) наложенных и/или вложенных палеопочв. В отложениях карбона Подмосковного осадочного бассейна палеопочвы в основном маркируют эвстатические несогласия. Почвенный покров карбона на обозначенной территории характеризовался стратиграфической и латеральной (за малым исключением) неоднородностью.

2. Большинство выявленных палеопочв карбона являются значимыми стратиграфическими единицами и могут рассматриваться в качестве геосолей. Как правило, они маркируют границы горизонтов. Уровни развития палеопочв внутри региональных горизонтов позволяют детализовать их стратиграфическую разбивку. Помимо событийной, не менее важна их роль для детализации климата континентальных этапов развития территории.

3. Анализ впервые составленных карт – схем находок палеопочв девона и карбона на территории Лавруссии и Пангеи показал, что в девоне и нижнем карбоне находки сосредоточены в приэкваториальной зоне и к югу от экватора до южного тропика. В среднем и верхнем карбоне дополнительно палеопочвы встречены ~ на 15° к северу от экватора. Большинство из них принадлежит к азональному (энтисоли, инсептисоли, аллювиальные) и интразональному (гистосоли, вертисоли) рядам. Преобладают палеопочвы гумидного ряда (болотные палеопочвы). В среднем и верхнем карбоне развитие получают зональные палеопочвы - аржиллисоли (лессивированные почвы гумидного ряда) и кальцисоли семи-аридного – аридного рядов. Наши находки аналогов зональных почв девона на территории ЦДП - оксисолей и арджиллисолей являются на сегодняшний день

единственными. Находки на территории Подмосковного осадочного бассейна зональных палеопочв карбона - Са-Mg аридных – палыгорскитовых и палюстринных комплексов также не имеют аналогов. Почвенный покров Лавруссии развивался в сторону увеличения разнообразия почв за счет увеличения типов зональных почв. Что отражает изменения в природной, в т.ч. климатической зональности Земли, рост ее контрастности.

4. Особенностью минерального состава изученных палеопочв является (за редким исключением) его мономинеральность и отсутствие смешанослойных минералов, что принципиально отличает их от палеопочв четвертичного периода. Ассоциация минералов каолинит-сидерит-гетит – специфическая ассоциация, отмечаемая для древних континентальных отложений (палеопочв) включая девон. Верхние глинистые палеопочвы двучленов нижнего карбона сложены смектитами. В среднем/верхнем карбоне с нарастанием аридности климата отмечается возрастание роли Mg- содержащих минералов: палыгорскита и сепиолита. Показано, что низы михайловского времени также пережили один из таких «палыгорскитовых» эпизодов. Изученные палыгорскитовые палеопочвы карбона являются на сегодняшний день древнейшими сохранившимися палыгорскитовыми палеопочвами.

5. Ризолиты – инситные fossilized корни растений являются продуктами ископаемых ризосфер. Их наличие является первостепенным критерием при обнаружении палеопочв. Детальное изучение морфологических особенностей ризолитов, их субмикроскопического строения, вещественного состава (химического, минералогического, изотопного) показало, что объем получаемой информации определяется типом ризолита.

6. Структурные особенности захороненного в палеопочвах ОВ определяются свойствами минеральной матрицы. Уникальная сохранность ОВ, включая О-алкилы, выявлена в палыгорскитовых палеопочвах среднего/верхнего карбона, их фульватный тип гумуса идентичен гумусу современных полупустынных почв.

7. В среднем/верхнем девоне на обозначенной территории преобладал жаркий и влажный климат: среднегодовые температуры составляли $19 \pm 3^\circ\text{C}$, величина среднегодовых осадков составляла 900-1200 мм. В нижнем карбоне величина атмосферных осадков колебалась в широких пределах от 340 до 1250 мм/год. Начиная с веневского горизонта климат характеризовался постепенным нарастанием аридности. В среднем/верхнем карбоне величина атмосферных осадков составляла 240-700 мм/год с минимумом в московское время (подольское время). Снижение величины атмосферных осадков в верхнем карбоне сопровождалось снижением среднегодовой температуры в среднем на 3°C . Сделан вывод о сезонности климата в карбоне. Аридизация климата в карбоне, обусловленная наступлением III эпизода оледенения сопровождалась сменой растительного покрова. Начиная с протвинского времени на изученной территории началось формирование ландшафтов полупустынного облика.

Полученные результаты показали отличие климатических обстановок и палеопочв на территории Северной Евразии от экваториальной зоны суперконтинента Пангея (территории современной Канады, США и Мексики), где аридизация, обусловленная III эпизодом позднепалеозойского оледенения, зафиксирована начиная с середины верхнего карбона (московский – касимовский ярусы).

Заключение

Уровни субэаральных перерывов и палеопочв девона как для территории Евразии, так и для большинства других континентов редки, что объясняется, прежде всего, относительной устойчивостью уровня мирового океана в условиях девонской безледниковой Земли. В начале девона уровень был на 190 м выше современного уровня; к концу периода оставался на 120 м выше современного. Для сравнения в нижнем карбоне он упал на 120 м до современных отметок, а к концу периода вновь поднялся до отметок 80 м. Как следствие, одна из возможностей формирования палеопочв в девоне – это поднятые блоки фундамента. В данной работе показана реализация этой возможности на территории Павловского карьера (Воронежская антеклиза). Именно рельеф поверхности фундамента, непосредственно на котором залегают отложения девона, и устойчивость уровня мирового океана обеспечили значительную длительность континентального этапа развития территории. Следствием этого явилось формирование здесь сложных педокомплексов, состоящих из 4-5 глубоковыветрелых палеопочв – оксисолей и палеопочв с дифференцированным профилем (арджиллисолей). Последующие исследования, проводимые нами в карьере Стойленского ГОКа (Старый Оскол), где были обнаружены палеопочвы живетского яруса D2, залегающие непосредственно на окисленных железистых кварцитах докембрия, подтвердили вывод о приуроченности палеопочв к выступам фундамента. Редкость находок палеопочв девона усиливает значимость каждой из них, расширяет наши знания о почвенном покрове Земли в девоне.

Каменноугольные мелко-морские отложения обширного эпиконтинентального моря на территории Подмосковного осадочного бассейна имеют множественные эвстатические несогласия. Их маркируют палеопочвы. Значительная часть несогласий латерально выдержана, что позволяет использовать их в качестве педостратиграфических единиц – геосолей. Показано, что уровни развития геосолей, как правило, соответствуют границам основных циклотем. Почвенный покров карбона на обозначенной территории характеризовался латеральной (за малым исключением) неоднородностью. Она определяется рядом

факторов: амплитудой колебаний уровня морского бассейна, удаленностью от береговой линии, длительностью субэвральской экспозиции, а также климатом.

Показано, что во второй половине палеозоя почвенный покров Лавруссии развивался в сторону увеличения разнообразия почв за счет увеличения типов зональных почв, что отражает происходившие изменения в природной, в т.ч. климатической зональности Земли, а именно рост ее контрастности. Полученные в данной работе результаты вносят вклад в разработку педоастратиграфии дочетвертичных отложений, конкретизирует стратиграфическое деление отложений, расширяют наши знания о почвенном покрове Земли в палеозое.

Список использованной литературы

1. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В.* О формировании лепидокрокита в почвах// Почвоведение. 2000. № 10. С. 1203-1210.
2. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Махер Б. А.* Магнитные свойства и минералогия соединений железа степных почв// Почвоведение. 2003. №1. С. 62-74.
3. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В.* Оксидогенез железа в почвах степной зоны. Москва. ГЕОС. 2012. 204 с.
4. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Губин С.В.* Палеопочвы девона Центрального девонского поля: морфология, минералогия, геохимия. Палеострат - 2012. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2012. С. 5.
5. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Кабанов П.И., Елфимов Е.И.* Палеопочвы живетского яруса девона (Михайловский ГОК КМА): морфология, минералогия, геохимия. Палеострат 2013. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2013.С. 6.
6. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Калинин П.И.* Использование магнитной восприимчивости в качестве палеоклиматической записи для пород и палеопочв палеозоя. Палеострат 2014. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2014. С. 1.
7. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Калинин П.И.* Климатические реконструкции для визейского и серпуховского веков Московской синеклизы по результатам палеопочвенных исследований. Палеострат 2015. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2015. С. 7-8.
8. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Калинин П.И., Русин И.В.* Палеопочвы карбона на побережье юго-востока Шотландии. Палеострат 2017. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2017а. С. 1.
9. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Калинин П.И.* Биокосные системы девона – палеопочвы и коры выветривания (Михайловский карьер КМА). Микробные сообщества и эволюция биосферы с древнейших времен до наших дней. М.: ПИН РАН, 2017б. С. 134-148.

10. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В.* Почвообразование на территории Центрального девонского поля в позднем девоне. Пятая Всероссийская конференция «Верхний палеозой России». Казань 2019. Тезисы. С. 34-35.
11. *Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В.* Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019а. № 4. С. 389-399.
12. *Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В., Митенко Г.В.* Почвенные параметры количественной оценки климатических изменений в позднем голоцене на юге Восточно-Европейской равнины // Докл. АН. 2019б. 485 (1). С. 83-87.
13. *Алексеев А.С., Баранова Д.В., Кабанов П.Б., Источников В.О., Одерев Д.М., Пиотровский А.С., Юдкевич А.И.* Опорный разрез верхнего карбона Москвы. Статья 1. Литостратиграфия // Бюл. Моск. О-ва испытателей природы. Отд. Геол. 1998. Т. 73. Вып. 2. С. 3-15.
14. *Алексеев А.С.* Ревизия общей шкалы каменноугольной системы. // Литосфера. 2003. № 1. С. 3-12
15. *Алексеев А. С., Голодковская Г. А., Панасьян Л. Л.* Актуальные проблемы изучения каменноугольных карбонатных пород на территории Москвы // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2012. №2 С. 25–34.
16. *Алексеева В.А.* Микроморфология поверхности кварцевых зерен как индикатор условий ледникового осадконакопления (на примере бассейна р. Протва) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 5. С. 485-494.
17. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Кабанов П.Б., Золотарева Б.Н., Алексеева В.А., Губин С.В., Калинин П.И.* Палеопочвы карбона Московской синеклизы. Органическое вещество, минералогическая и геохимическая характеристика. Рабочее совещание по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем». М.: ПИН РАН. 2009а. С. 1-9.
18. *Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Золотарева Б.Н., Алексеев А.О., Алексеева В.А.* Гуминовые вещества в составе палыгорскитового органо-минерального комплекса

из ископаемой почвы верхнего карбона южного Подмосквья // Докл.АН. 2009б. Вып. 425(2). С. 265-270.

19. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Демкин В.А., Алексеева В.А., Соколовская З., Хайнос М., Калинин П.И.* Физико-химические и минералогические признаки солонцового процесса в почвах нижнего Поволжья в позднем голоцене // Почвоведение. 2010а. № 10. С. 1171-1189.

20. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Кабанов П.Б., Золотарева Б.Н., Алексеева В.А., Губин С.В.* Палеопочвы карбона Московской синеклизы: гуминовые вещества, минералогические и геохимические свойства. Сб.: Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН. 2010б. С.76-94.

21. *Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н., Колягин Ю. Г.* Фракционирование гуминовых кислот при взаимодействии с глинистыми минералами по данным ^{13}C - ЯМР спектроскопии // Докл.АН. 2010в. Вып. 434(5). С. 712-717.

22. *Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н., Кабанов П.Б., Алексеев А.О.* Ископаемые почвы карбона Московской синеклизы: минералогический состав и органическое вещество. Палеострат 2011. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2011. С.10-11.

23. *Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Алексеев А.О., Губин С.В.* Палеопочвы девона Центрального девонского поля: минералогия, геохимия. Материалы II Российского рабочего совещания «Глины и глинистые минералы». 5-8 июня 2012 года. Пущино, ИФХиБПП РАН. С. 15-16.

24. *Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н.* Фракционирование гуминовых кислот в ходе адсорбции на монтмориллоните и палыгорските // Почвоведение. 2013а. № 6. С. 658–671.

25. *Алексеева Т.В., Кабанов П.И., Алексеев А.О., Губин С.В., Наугольных С.В., Алексеева В.А., Елфимов Е.И.* Палеопочвы девона Воронежской антеклизы (Павловский карьер). Палеострат 2013б. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2013б. С. 8-9.

26. *Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Алексеев А.О., Золотарева Б.Н., Елфимов Е.И., Колягин Ю.Г.* Палеопочвы нижнего карбона (верхневизейский – нижнесерпуховский интервал) в карьере Полотняный завод. Палеострат 2014. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2014. С. 4-5.
27. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Губин С.В., Калинин П.И., Кабанов П.Б.* Девонские палеопочвы в Павловском гранитном карьере (Воронежская обл) по результатам экспедиций 2013-2014 гг. Палеострат 2015. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2015. С. 8-9.
28. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Губин С.В.* Палеопочвенный комплекс в кровле михайловского горизонта (визейский ярус нижнего карбона) на территории южного крыла Московской синеклизы // Палеонтологический журнал. 2016а. № 4. С. 5 – 20.
29. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Губин С.В., Калинин П.И.* Девонский «взрыв» на территории Воронежской антеклизы; первые находки палеопочв. Тезисы докладов. 2-ая Всероссийская конференция по астробиологии. Пущино, 5-9 июня. 2016б. С. 41.
30. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Губин С.В.* Палеопочвенный комплекс в кровле михайловского горизонта (визейский ярус нижнего карбона) на территории южного крыла Московской синеклизы. Материалы докладов VII съезда Общества почвоведов им. В.В.Докучаева. 2016в. Часть 2. С. 219-220.
31. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Калинин П.И., Мамонтов Д.А.* Палеопочвы нижнего карбона в карьере «Бронцы» (Калужская область). Палеострат 2017. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2017. С. 77.
32. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Калинин П.И.* Палеопочвы нижнего карбона в карьере «Бронцы» (Калужская область) // Почвоведение 2018а. № 7. С. 787-800.
33. *Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н., Бухонов А.В., Колягин Ю.Г.* О негидролизуемом остатке органического вещества почв. VII Всероссийская конференции «Гуминовые вещества в биосфере», посвященная 90-летию со дня рождения Д. С. Орлова. М., МГУ, 4-7 декабря 2018. С.59.

34. *Алексеева Т.В.* Ризолиты в палеопочвах девона и нижнего карбона и их палеоэкологическая интерпретация. Палеострат 2019. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М.: ПИН РАН. 2019а. С.8-9.
35. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О.* Первые находки палеопочв в верхнем девоне Стойленского карьера (Старый Оскол, Белгородская область). Пятая Всероссийская конференция «Верхний палеозой России». Казань 2019б. Тезисы. С.36-37
36. *Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н., Колягин Ю.Г.* Негидролизуемый остаток органического вещества погребенных и современных почв//Почвоведение. 2019в. № 6. С. 687-699.
37. *Арешин А.В., Ганжара Н.Ф., Ефимов О.Е.* Опыт реконструкции палеоландшафтов позднего карбона Подмосковья (на примере геолого-ландшафтного полигона «Гжель»)//Известия ТСХА. 2009. Вып. 4. С.43-52.
38. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Том 2. Девонский, каменноугольный и пермский периоды. Ред. В.Д. Наливкин, В.М. Познер. М.: АН СССР. 1969. 70с.
39. *Бабанин В.Ф.* Магнитная восприимчивость некоторых типов почв европейской части СССР// Вестник МГУ. Сер. Биол. Почвоведение. 1971. № 4. С. 121-124.
40. *Безносков П.А., Снигиревский С.М., Наугольных С.В., Лукшевич Э.В.* Верхнедевонский комплекс отложений дельтовой равнины на Северном Тимане// Вестник Ин-та Геологии Коми НЦ. 2018. № 1. С. 25-44.
41. *Бельская Т.Н., Иванова Е.А., Ильховский Р. А. и др.* Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Подмосковного бассейна. М.: Наука. 1975. 176 с.
42. *Беляева В.И., Самусина Г.С.* Отчет о поисково-разведочных работах проведенных на Шкурлатовском месторождении гранитов в Павловском районе Воронежской обл. в 1959-1960 гг. Том I. пос. Стрелица, 1961 (неопубл).
43. *Бирина, Л.М., Сорская, Л.С., Рождественская, К.К., Фомина, Е.В.* Каменноугольная система: Нижний отдел// Геология СССР. Т. 4. Ч. 1. М.: Недра, 1971.

44. Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. Кероген. Методы изучения, геохимическая интерпретация. Новосибирск, Из-во СО РАН, Филиал ГЕО, 2005. 254с.
45. Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации северной Евразии. М., Изд-во Моск. Ун-та. 1995. 270 с.
46. Бортников Н.С., Новиков В.М., Савко А.Д., Боева Н.М., Жегалло Е.А., Бушуева Е.Б., Крайнов А.В., Дмитриев Д.А. Структурно-морфологические особенности каолинита различных стадий литогенеза глинистых пород (на примере Воронежской антеклизы) // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 5. С. 426-440.
47. Бронникова М.А., Таргульян В.О. Кутанный комплекс текстурно-дифференцированных почв (на примере дерново-подзолистых суглинистых почв Русской равнины. М.: ИКЦ "Академкнига", 2005. 197 с.
48. Бронникова М.А. Силикатные кутаны иллювиирования как носители памяти почв. Гл. 16 В кн. «Память почв». Ред. В.О.Таргульян, С.В. Горячкин. М: Из-во ЛКИ 2008. С. 468-498.
49. Броушкин А.В., Горденко Н.В. Девонская флора среднего-нижнего Поволжья // Фиторазнообразии Восточной Европы. 2016. т. X. № 1. С. 14-33.
50. Бурдастых А.В. Палеогеографические условия формирования ястребовской свиты на юго-востоке Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Серия геология. 2003. №1. С.39-47.
51. Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Мокеев М.В., Грибанов А.В. Спектры ЯМР ¹³C керогена углеродистых толщ и его химическая структура // Докл.АН. 2010. 430 (5). С. 667-670.
52. Быков И.Н., Канцеров В.А. Новые данные о строении вулканических образований ястребовского горизонта на юге Воронежской области // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж: изд. ВГУ, 1974. Вып. 2. С. 40-44.
53. Быков И.Н., Канцеров В.А., Мельников Г.А. Отчет о проведенных в 1975 г. работах по теме «Изучение вещественного состава пород ястребовского горизонта

на Шкурлатовском месторождении гранита с целью оценки их комплексного использования». Воронеж, ВГУ им. Ленинского комсомола. 1975 (неопубл).

54. *Быков И.Н., Канцеров В.А.* Руды титана во вскрышной толще Павловского карьера гранита (Воронежская область) //Вестник ВГУ. Серия геологическая. 1996. №1. С.158-162.

55. *Вагнер Г. А.* Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 575 с.

56. *Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф.* Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР//Почвоведение. 1972. № 10. С. 55-66.

57. *Вевель Я.А., Шишлов С.Б., Журавлев А.Б.* Фации и биостратиграфия визейско-серпуховских отложений в разрезе Полотняный завод (юго-запад Московской синеклизы). Сб. Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Казанский государственный университет, Казань. 2007. С. 51-54.

58. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Основные горизонты лессов и ископаемых почв Русской равнины. Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972. С.5-25.

59. *Водяницкий Ю.Н.* Образование оксидов железа в почве. М.: Почвенный институт им В.В.Докучаева. 1992. 275с.

60. *Габдуллин З.З., Бершов А.В., Самарин Е.Н., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Фрейман С.И.* Циклическая и секвентно-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений на юге московской синеклизы//Вестник Московского Университета. Серия 4: геология. 2018. № 4. С. 30-41.

61. *Геккер Р.Ф.* Работы карбоновой палеоэкологической экспедиции в 1934-1936 гг. Тр. ПИН АН СССР. 1940. Т. 9. Вып. 4. С. 105-117.

62. *Герасимов И.П.* Природа и сущность древних почв// Почвоведение. 1971. № 1. С. 3-10.

63. *Глинка К.Д.* Ископаемые и древние почвы. Гл. IV в кн. Почвоведение. 5-е издание. Из-во сельскохозяйственной и колхозно-кооперативной литературы. М.-Л., 1932. С. 464-479.

64. *Глинка К.Д.* Почвоведение. М.Сельхозиздат, 1935. 631 с.

65. Голубцов В.А., Хохлова О.С., Черкашина А.А. Карбонатные ризолиты в дюнных песках долины реки Белой (Верхнее Приангарье)// Почвоведение. 2019. №1. С. 97-108.
66. Гоманьков А.В., Космакова А.В., Леонов М.В. Новые данные о морфологии девонских растений рода *Orestovia*. Топорковские чтения. Вып VI. Рудный: Рудненский индустриальный ин-т. 2004. С. 229-240.
67. Градусов Б.П. Минералы со смешаннослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
68. Грунин В.С., Разумеенко М.В., Патрина И.Б., Филатов С.К., Алексеева Т.В. О существовании и распространенности TiO_2 – рутила, анатаза и брукита// ДАН. 1982. 268 (3). С. 686-688.
69. Губин С.В. Диагенез почв зоны сухих степей, погребенных под искусственными насыпями// Почвоведение. 1984. № 6. С. 5-13.
70. Демкина Т.С., Демкин В.А. Изменение гумусного состояния почв сухих и пустынных степей за историческое время// Почвоведение. 1994. №4. С.5-11.
71. Демкин В.А., Гугалинская Л.А., Алексеев А.О. и др. Палеопочвы как индикаторы эволюции биосферы. М. : НИА Природа, фонд «Инфосфера». 2007. 282 с.
72. Дергачева М.И., Зыкина В.С. Органическое вещество ископаемых почв. Новосибирск, Наука, 1988. 128 с.
73. Дергачева М.И. Гумусовая память почв. Гл. 18 В кн.: «Память почв». Ред. В.О.Таргульян, С.В. Горячкин. М: Из-во ЛКИ, 2008. С. 530-560.
74. Дергачева М.И. Система гумусовых веществ как основа диагностики палеопочв и реконструкции палеоприродной среды. Рос.акад. наук, Сиб. Отделение, Ин-т почвоведения и агрохимии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. 292 С.
75. Добровольский Г.В., Макеев А.О. Палеонтология и палеопочвоведение// Доклады о экологическому почвоведению. 2009. №1. Вып. 11. С. 95-125.
76. Ефремов И.А. Тафономия и геологическая летопись. Книга 1. Захоронение наземной фауны в палеозое. Труды Палеонтологического института, т. XXIV. М-Л: АН СССР, 1950. 178с.

77. *Заварзин Г.А., Рожнов С.В.* Выветривание и палеопочвы. Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. Сб. Геобиологические системы. М., ПИН РАН, 2010. С. 4-9.
78. *Заварзина Д.Г.* Биогеохимические факторы преобразования соединений железа в восстановительной обстановке. Автореферат дис. к.г-м. наук, М., МГУ, 2001.
79. *Заварзина Д.Г., Алексеев А.О., Алексеева Т.В.* Роль железо- редуцирующих бактерий в формировании магнитных свойств степных почв// Почвоведение .2003. № 10. С.1218-1227.
80. *Зазовская Э.П., Чичагова О.А., Ковда И.В., Мергелов Н.С.* Изотопные исследования на службе географии и других наук. В кн.: Век географии. *Ред.* В.М.Котляков, О.Н.Соломина, А.А.Тишков, В.А.Колосов. М.: Дрофа. 2018. С. 113-136.
81. *Залесский М.Д.* Очерк по вопросу образования угля. Петроград: Издание Геологического Комитета. 1914. 94 с.
82. *Звонарев А.Е., Шевырев С.Л., Раскатова М.Г. и др.* Отчет по теме « Исследование, мониторинг и музеефикация уникальных памятников природы в девонских, меловых и четвертичных толщах Шкурлатовского месторождения». Воронеж, ВГУ, НИИ геологии, 2006 (неопубл).
83. *Золотарева Б.Н., Демкин В.А.* Гумус палеопочв археологических памятников сухих степей Волго-Донского междуречья // Почвоведение. 2013а. № 3. С. 291-301
84. *Золотарева Б.Н., Демкин В.А.* Изменение гумусного состояния почв сухих степей Приволжской возвышенности за последние 3500 лет // Агрохимия. 2013б. №9. С. 21-32.
85. *Золотарева Г. С.* Типоморфизм и типохимизм минералов титан - циркониевых россыпей Воронежской антеклизы как критерий реконструкции условий их формирования. Автореф. дис. канд. г.-м. н. Воронежский Государственный Университет, 2009.
86. *Зхус И.Д.* О находке палыгорскита в стешевском горизонте Подмосковского бассейна.// Докл. АН СССР. 1956. Т. 107. № 5.

87. *Иванов А.В.* Магнитное и валентное состояние железа в твердой фазе почв. Авт. дис. д-ра биол. наук. М.; МГУ. 2003.
88. *Иванов И.В., Песочина Л.С., Семенов В.М.* Биоминерализация органического вещества в современных целинных, пахотных, погребенных и ископаемых черноземах // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1192-1202.
89. *Иноземцев С.А.* Верхнепермские палеопочвы: диагностика, почвообразовательные процессы, палеогеографическая реконструкция (район нижнего течения р. Сухона). Автореферат дис. канд. биол. н. М., МГУ. 2010.
90. *Иноземцев С.А., Таргульян В.А.* Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М., ГЕОС, 2010а. 188 с.
91. *Иноземцев С.А., Таргульян В.О.* Верхнепермские палеопочвы Восточно-Европейской платформы: диагностика педогенеза и палеогеографическая реконструкция // Почвоведение. 2010б. № 2. С. 143-156.
92. *Иноземцев С.А., Наугольных С.В., Якименко Е.Ю.* Верхнепермские палеопочвы на известняках: морфология и генезис (среднее течение р. Волга) // Почвоведение. 2011. № 6. С. 660-674.
93. *Ищенко Т.А., Ищенко А.А.* Среднедевонская флора Воронежской антеклизы. Киев: Наукова Думка, 1981. 112 с.
94. *Кабанов П.Б.* Событийная стратиграфия пограничного интервала среднего и верхнего карбона Подмосковья: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук: Москва, МГУ, 2000. 266 с.
95. *Кабанов П.Б.* Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье. Часть 1. Литофациальная характеристика // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. 11 (1). С. 20-38
96. *Кабанов П.Б.* Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье. Часть 2. Профили субаэральной экспозиции и цикличность // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 253-261.
97. *Кабанов П.Б.* Следы наземной биоты в палеопочвах верхнемосковского подъяруса центра и севера Европейской России // Палеонтологический журнал. 2005. № 4. С. 33-45.

98. *Кабанов П.Б., Алексеева Т.В., Алексеев А.О.* Серпуховский ярус карбона в типовой местности: седиментология, минералогия, геохимия, сопоставление разрезов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. 20(1). С. 18–48 .
99. *Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д.* Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины // Тр. НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 58. 2009. 140 с.
100. *Калинин П.И., Алексеев А.О.* Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1436–1453.
101. *Карпова Е.В.* Особенности седименто- и литогенеза в живетском-раннефранском веках среднего-верхнего девона на Павловском месторождении (юго-восток Воронежской антеклизы) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. №5. С.47-56.
102. *Карпова Е.В.* Седименто- и литогенез отложений девона Воронежской антеклизы. Автореф. дис. канд. г-м н. М., МГУ, 2004.
103. *Каширцев В.А., Москвин В.И., Фомин А.Н., Чалая О.Н.* Терпановые и стерановые углеводороды в углях различных генетических типов Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 4, с. 516—524
104. *Ковда И.В.* Информационное значение карбонатных новообразований для реконструкции процессов и факторов почвообразования. Гл 13 В кн «Память почв», ред. В.О.Таргульян и С.В. Горячкин. М.Изд-во ЛКИ, 2008. С. 352-405.
105. *Красилов В.А.* Новые данные об *Orestovia* и проблема происхождения высших растений // Комаровские чтения. Выпуск XXIX. 1982. С.23-40.
106. *Левых Н.Н.* Генетические особенности каолинитов Белоруссии. Минск. Наука и техника, 1988. 84 с.
107. *Ломова О.С.* Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок // Труды ГИН вып 336. М., Наука, 1979. 188С.
108. *Макеев А.О.* Пермские палеопочвы в свете общей проблематики палеопочвоведения // Почвоведение, 2012. № 1 . С 115-125.

109. *Махлина М.Х., Куликова А.М., Бурковский В.П.* Новые данные о детальном сопоставлении стратотипических разрезов среднего и верхнего карбона Подмосковья// Изв. вузов. Геол. и разведка. 1972. № 10. С. 13-20.
110. *Махлина М.Х.* Строение верхнекаменноугольных отложений Подмосковья//Изв. вузов. Геол. и разведка. 1976. № 7. С. 27-34.
111. *Махлина М.Х., Куликова А.М., Никитина Т.А.* Строение, биостратиграфия и палеогеография верхнего карбона Московской синеклизы. Стратигр., палеонтология и палеогеография карбона Московской синеклизы. М., 1979. С. 25-69.
112. *Махлина М.Х., Исакова Т.Н., Жулитова В.Е.* Верхний карбон в Подмосковье. Верхний карбон СССР.Межвед. Стратигр. Комитет СССР. Труды. 1984. Т. 13. С. 5-14.
113. *Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С. и др.* Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 1993. 221с.
114. *Махлина М. Х., Алексеев А. С., Кононова Л. И.* Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы// Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1994. Т. 69. № 1. С. 42–113.
115. *Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В. и др.* Средний карбон Московской синеклизы. Т 1. Стратиграфия. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2001. 243 с.
116. *Мейен С.В.* О палеофлористическом районировании территории СССР в карбоне// Палеонтологический журнал. 1966. №4. С 109-113.
117. *Милаш А.В.* Литология и фации воробьевских и ардатовских отложений Павловского выступа// Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2011. № 2. С. 245-251
118. *Милаш А.В.* Литолого-фациальная характеристика ястребовских отложений юго-востока Воронежской антеклизы// Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2016. № 1. С. 37-43.
119. *Милаш А.В., Савко А.Д.* Литология девонских отложений юго-востока Воронежской антеклизы. Труды научно-исследовательского института геологии

Воронежского государственного университета. Вып. 100. - Воронеж: Воронежский государственный университет. 2017. 131 с

120. Милаш А.В. Литология и фации терригенных отложений девона юго-востока Воронежской антеклизы. Автореф. дис. канд. г-м.н. Воронеж, ВГУ, 2018.

121. Минералы. Справочник. Том IV. Вып 2. М.: Наука, 1992. 661 с.

122. Мосейчик Ю.В. Корреляция нижнекаменноугольных отложений Подмосковного бассейна с зональной шкалой карбона Евразийской области по макроостаткам растений// Эволюция флор. 2003. С. 85-92.

123. Мосейчик Ю.В., Игнатъев Д.А., Игнатъев И.А. О природе растительности стигмариевых известняков нижнего карбона Подмосковного бассейна// Эволюция флор. 2003. С. 72- 84.

124. Мосейчик Ю.В. Раннекаменноугольная флора Подмосковного бассейна. Т. I. Состав, экология, эволюция, фитогеографические связи и стратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 2009. 187 с.

125. Мосейчик Ю.В. Кордаитоподобные остатки из нижнего карбона Восточно-Европейской платформы// *Lethaea rossica*. 2012. Т 7. 53-65.

126. Мосейчик Ю.В. Раннекаменноугольная флора Подмосковного бассейна. Т. II. Членистостебельные, папоротники, голосеменные. М., ГЕОС, 2014. 72 С.

127. Мосейчик Ю.В., Парамонов М.Г. К познанию среднекаменноугольной флоры Московской синеклизы// *Lethaea rossica*. 2016. 13. С. 47-64.

128. Наугольных С.В. Палеопочвы перми и раннего триаса. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Труды ГИН РАН. Вып. 550. М., Наука. 2004. Гл 11. С. 221-229.

129. Наугольных С.В. Новый представитель рода *Radicites Potonie* из верхнедевонских отложений России. Prehistoric. Палеонтологическое наследие: изучение и сохранение. Москва: Медиа-Гранд. 2015. С. 31-40.

130. Орлова О.А. Визейская флора Московской синеклизы. дис. канд. г-м наук. М, МГУ, 2001.

131. Орлова О.А., Юрина А. Л. Род *Callixylon Zalessky* (Archaeopteridophyta): Основные критерии выделения видов и ревизия его видового состава// Палеонтологический Журнал. 2011. № 5. С. 102–109
132. Осипова А.И., Бельская Т.Н. О веневском горизонте южного крыла Подмосковского бассейна// Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разведка. 1965. № 11. С. 33-44.
133. Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. Отв. Ред. В.О. Таргульян, С.В.Горячкин. М. Из-во ЛКИ, 2008. 692 с.
134. Перельман А.И. Геохимия. М., Высшая школа, 1989. 528 с.
135. Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Геохимия ландшафтов пустынь пермского периода//Изв. РАН. Сер. Геогр. 1999. № 6. С. 32-38.
136. Перминова И.В. Анализ, классификация и прогноз свойств гумусовых кислот. Автореферат Дис. д-ра хим. н. М., МГУ, 2000.
137. Польшов Б.Б. Время как фактор почвообразования// Известия Докучаевского комитета. 1916. №3-4. С.156-171.
138. Почвоведение. Учеб. для ун-тов. Ч.2. Типы почв, их география и использование. Под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. М. Высшая школа, 1988. 368 с.
139. Путеводитель полевых экскурсий Международной конференции «Глины и глинистые минералы» Пущино, 2006. Составители Кабанов П.Б., Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Губин С.В. и др. 14с.
140. Раскатова Л.Г. Спорово-пыльцевые комплексы среднего и верхнего девона юго-восточной части центрального девонского поля. Воронеж. 1969. 167 с .
141. Раскатова М. Г. Палинокомплексы пограничных живецких и франских отложений Центрального девонского поля и Тимана: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1990. 19 с.
142. Раскатова М.Г. Миоспоровая зональность средне–верхнедевонских отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы (Павловский карьер) // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2004. №2. С. 89-98.

143. *Раскатова М.Г.* Миоспоровые комплексы живецкого яруса (Средний Девон) Белгородской области// Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2010. № 2. С. 314-317.
144. *Ратеев М.А.* Минералогия и генезис палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы// Литология и полезные ископаемые. 1963. № 1.
145. *Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Ржонсницкая М.А., Федорова Т.И.* Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы, М., 1995. 265 с.
146. *Рысков Я.Г., Величко А.А., Николаев В.И., Олейник С.А., Тимирева С.Н., Нечаев В.П., Панин П.Г., Морозова Т.Д.* Реконструкция палеотемператур и осадков в плейстоцене по изотопному составу гумуса и карбонатов лессов Русской равнины//Почвоведение. 2008.№9. С.1062-1070
147. *Савко А.Д.* Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. Воронеж. 1988.192 с.
148. *Савко А.Д.* Геология Воронежской антеклизы// Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. 2002. Т.12. С.15-45.
149. *Савко А.Д.* Глинистые породы и связанные с ними полезные ископаемые в палеозойских и мезозойских отложениях Воронежской антеклизы. Статья 1. Глинистые породы палеозоя//Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2013.№ 2. С 86-94.
150. *Серышев В.А.* Субаквальный диагенез почв и классификация аквалитоземов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. 222 с.
151. *Синицин В.М.* Древние климаты Евразии. Ч. 3 . Вторая половина Палеозоя. (девон, карбон, пермь). Л. Из-во Ленинградского Университета, 1970.131 С.
152. *Синицин В.М.* Введение в палеоклиматологию. 2-е издание. Л.: Недра, 1980. 248 С.
153. *Снигиревская Н.С.* Корневые системы археоптерисовых в верхнем девоне Донбасса// Ежегодник Всесоюзного палеонтологического общества. 1984. Вып. XXVII. С. 28-41.

154. *Снигиревская Н.С.* Ботанико-географическая зональность в позднем девоне//Ботанический журнал. 1987. Т.72 (8). С.1050-1052.
155. *Снигиревская Н.С.* О принадлежности *Orestovia voronejiensis* T.Istchenko et A. Istchenko (средний девон, Воронежская антеклиза) к высшим растениям // Палеонтологический журнал. 1993. № 4. С.28-38.
156. *Снигиревский С.М.* Новый вид *Cladoxylon* (Cladoxylaceae) из позднего девона Донбасса// Вопр. Палеонтологии. Межвуз.сб.СПб. 1992. Т.10. С.173-180.
157. *Снигиревский С.М., Кочева Л.С., Безносков П.А., Павлова М.А.* Северный Тиман как один из древнейших угленосных районов Земли. Материалы Всероссийской конференции Природное геологическое наследие Европейского севера России. Сыктывкар, 2017. С. 77-80.
158. *Соколова Т.А., Дронова Т.Я.* Глинистые минералы почв как компонент почвенной памяти. Гл. 9 В кн. «Память почв», ред. В.О.Таргульян и С.В. Горячкин. М.Изд-во ЛКИ 2008. С. 236-273.
159. *Соколова Т.А., Толпешта И.И., Лысак Л.В., Завгородняя Ю.А., Чалова Т.С., Карпунин М.М., Изосимова Ю.Г.* Биологические характеристики и содержание подвижных соединений Fe, Al и Si в ризосфере ели в подзолистой почве// Почвоведение. 2018. № 11. С. 1330-1339.
160. *Соколова Т.А., Толпешта И.И., Данилин И.В., Изосимова Ю.Г., Чалова Т.С.* Кислотно-основные свойства и состав глинистых минералов в ризосфере клена остролистного и ели обыкновенной в подзолистой почве// Почвоведение. 2019. № 6. С.743-754.
161. *Солотчина Э.П.* Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск. ГЕО, 2009. 234 с.
162. *Страхов Н.М.* Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии. Сов. Геология. 1945. Сб. 6. С 3-14.
163. *Страхов Н.М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования// Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1953. № 5. С. 12-49.

164. *Страхов Н.М.* Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии// Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1960. № 3. С. 3-25.
165. *Татьянченко Т.В., Алексеева Т.В.* Вещественный состав разновозрастных палеопочв курганной группы «Авилон» как отражение динамики климата на территории Русской равнины во второй половине голоцена. Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2012. №1. С. 38-50.
166. *Татьянченко Т.В., Алексеева Т.В., Калинин П.И.* Минералогический и химический составы разновозрастных подкурганых палеопочв южных Ергеней и их палеоклиматическая интерпретация// Почвоведение. 2013. № 4. С. 379–392.
167. *Теодорович Г.И.* О подразделении верхнего карбона на ярусы// Доклады Академии наук СССР. 1949. 67. С. 537-540.
168. *Теодорович Г.И.* Аутигенные минералы осадочных пород. М. АН СССР 1958. 233 с.
169. *Тихомиров С.В.* Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра 1995. 445 с.
170. *Феофилова А.П., Левенштейн М.Л.* Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна// Труды Геологического института АН СССР. Выпуск 73. М., Из-во АН СССР. 1963. 181 С.
171. *Феофилова А.П.* Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермо-карбонных отложений Донбасса// Литология и полезные ископаемые. 1971. №6.
172. *Феофилова А.П.* Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбонных отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом// Литология и полезные ископаемые. 1972. № 5. С 67-74.
173. *Феофилова А.П., Рекшинская Л.Г.* Ископаемые почвы непродуктивных отложений намюрского и башкирского ярусов в западной части Донецкого угольного бассейна// Литология и полезные ископаемые. 1973. № 2. С. 67-85.

174. *Феофилова А.П.* Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. М., Наука, 1975. 101с.
175. *Ферсман А.Е.* Исследование в области магнезиальных силикатов// Зап. АН. Серия 8.1913, 32, вып. 2.
176. *Фокин П.А., Никишин А.М.* Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне – начале карбона // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 6. С.9-19.
177. *Хефс Й.* Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 200с.
178. *Холодов В.А., Константинов А.И., Кудрявцев А.В., Перминова И.В.* Строение гуминовых кислот почв зонального ряда по данным спектроскопии ЯМР ¹³C// Почвоведение. 2011. № 9. С. 1064-1073.
179. *Чалышев В.И.* Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях// ДАН СССР. 1968. Т.182.№ 2.
180. *Чалышев В.И.* Сероцветные почвы гумидного климата уфимского века пермского периода// Почвоведение. 1970. № 5.
181. *Чалышев В.И.* Буро- и красноцветные ископаемые почвы семиаридного климата уфимского века пермского периода//Почвоведение. 1971. №8.
182. *Чалышев В.И., Хлыбов В.В.* Ископаемые почвы и генезис диоктаэдрического хлорита в отложениях среднего триаса// Почвоведение. 1975.№1.
183. *Чалышев В.И.* Методика изучения ископаемых почв. М., Недра, 1978. 72с.
184. *Чичагова О.А.* Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука. 1985. 158 с.
185. *Чичагова О.А., Хохлова О.С., Зазовская Э.П., Горячкин С.В.* Радиоуглеродный анализ и проблема памяти почв. В кн.«Память почв», ред. В.О.Таргульян и С.В. Горячкин. М.Изд-во ЛКИ 2008. С. 182-204.
186. *Чуков С.Н.* Структурно-функциональные параметры органического вещества почв в условиях антропогенного воздействия. Изд-во С-Пб. ун-та, 2001. 217 с.

187. *Чумаков Н.М.* Закономерности глобальных климатических изменений по геологическим данным// Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12.№ 2. С. 7-32.
188. *Швецов М.С.* К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковского бассейна // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1. № 2. С. 223-242.
189. *Швецов М.С.* Общая геологическая карта европейской части СССР. Л. 5.8. Северо-западная часть листа. М.Л. ГОНТИ НКТП. 1932. 184с.
190. *Швецов М.С.* История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху// Тр. МГРИ. 1938. Т. 12. С. 3-107.
191. *Шевырев Л.Т., Савко А.Д., Шишов А.В.* Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и ее эндогенный рудогенез // Воронежский Гос. Ун-т. Труды. 2004. Вып. 25. 191 с.
192. *Шумилов И.Х., Мингалев А.Н.* Первая находка палеопочв в красноцветных отложениях Среднего Тимана// ДАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 225–227.
193. *Шумилов И.Х.* Первая находка палеопочв в зеленоцветных отложениях Среднего Тимана // ДАН. 2010. Т. 434. № 4. С. 515–517.
194. *Шумилов И. Х.* Особенности исследования палеопочв в девонских красноцветных отложениях Среднего Тимана// Вестник Института геологии Коми НЦ, Сыктывкар. 2011. №12. С. 3-6.
195. *Шумилов И.Х.* Условия сохранности инситуальных корневых систем в девонских отложениях Среднего Тимана// Литология и полезные ископаемые. 2013. №1. С. 60-69.
196. *Щеголев И.Н., Савко А.Д.* Отчет о научно-исследовательской работе «Изучить осадочную толщу карьера ПО «Павловскгранит» для целей описания геологических памятников и разработки рекомендаций по охране окружающей среды. Воронеж, ВГУ. 1988.
197. *Щемелинина А.А.* Палинокомплексы в живецких отложениях Павловского района (Воронежская антеклиза)//Вестник Воронежского университета Серия геология. 2013. № 2. С. 193-197.

198. *Щемелинина А.А.* Миоспоры живета Центрального и Главного Девонских полей. Труды Воронежского НИИ геологии. Выпуск 99. Воронеж 2017. 90 с.
199. *Юрина А.Л.* Флора среднего и верхнего девона Северной Евразии. М., Наука, 1988. 176 с.
200. *Якименко Е.Ю., Таргульян В.О., Чумаков Н.М., Арефьев М.П., Иноземцев С.А.* Палеопочвы в верхнепермских отложениях, река Сухона (бассейн Северной Двины)// Литология и полезные ископаемые. 2000. №4. С. 376-390.
201. *Aharipour R., Moussavi M.R., Mosaddegh H., Mistiaen B.* Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran// Facies . 2010. V.56. P. 279-294
202. *Alçiçek H., Alçiçek M.C.* Palustrine carbonates and pedogenic calcretes in the Çal basin of SW Anatolia: Implications for the Plio-Pleistocene regional climatic pattern in the eastern Mediterranean//Catena. 2014. V.112. P. 48-55
203. *Alonso Zarza A.M.* Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record// Earth Sci. Rev. 2003. V. 60. P. 261–298.
204. *Alekseev A.O., Alekseeva T.V., Kabanov P.B.* Paleoenvironmental significance of carboniferous paleosols of the east european platform . «Paleosols, pedosediments and landscape morphology as environmental archives» . Materials of the XIIth International Symposium and Field Workshop on Paleopedology (ISFWP) Kursk, Russia August 10 – 15, 2013a. P. 57.
205. *Alekseev A.O., Kabanov P.B., Zaitsev T.E Alekseeva T.V.* Magnetic susceptibility (MS) and XRF characterization of a Visean – Serpukhovian boundary section in southern Moscow Basin, Russia. Joint meeting IGCP-580 & IGCP-596: Geophysical and Geochemical Techniques: A Window on the Palaeozoic World - Calgary, Canada, 27 Aug. - 1st Sept. 2013b. P. 17 -18
206. *Alekseev A.O., Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Kalinin P.I.* Magnetic susceptibility and geochemical characterization of an upper Mississippian cyclothemic section Polotnyanyi Zavod (Moscow Basin, Russia). *In: Magnetic Susceptibility Application: A*

Window onto Ancient Environments and Climatic Variations. Geological Society, London, Special Publications. 2015. V. 414. P. 181-198.

207. *Alekseev A.O., Alekseeva T.V., Kabanov P.B., Kalinin P.I.* Paleosols and Weathering Crusts of the Middle-Late Devonian in the Mikhailovskii Quarry (Kursk Magnetic Anomaly)//Paleontological Journal. 2018. V.52 (10). P. 2-11.

208. *Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.N.* The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 149-168

209. *Alekseev A.S., Goreva N.V., Isakova T.N., Makhlina M.Kh.* Biostratigraphy of the Carboniferous in the Moscow Syncline, Russia// Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2004. V. 22. P. 28-35

210. *Alekseev A.S., Goreva N.V.* (eds). Type and reference carboniferous sections in the south part of the Moscow basin. Field trip guidebook of the international field meeting of the IUGS Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy. Moscow. August 11-12, 2009. Moscow: Borissiak Paleontological Institute of Russian Academy of Sciences. 2009. 147 p.

211. *Alekseeva T., Alekseev A., Maher B.A., Demkin V.* Late Holocene climate reconstructions for the Russian steppe, based on mineralogical and magnetic properties of buried palaeosols// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 249. P. 103-127.

212. *Alekseeva T.V., Zolotareva B.N., Kabanov P.B.* Clay mineralogy and organo-mineral associations of Carboniferous paleosols (Moscow region, Russia). Acta mineralogica-petrographica, Abstracts series. MECC2010, Budapest, Hungary. V. 6. 2010. P. 640

213. *Alekseeva T.V.* Clay minerals and organo-mineral associates. Ch *In* : Encyclopedia of Agrophysics. Jan Glinski, Józef Horabik, Jerzy Lipiec (eds). Springer Verlag. 2011. 900 p.

214. *Alekseeva T., Kabanov P., Alekseev A.* Palustrine beds in Late Mississippian epeiric –sea carbonate succession (Southern Moscow basin, Russia) as calcimagnesian

pedosedimentary systems. Book of Abstracts. 6 th MECC 12, Pruhonice, September 2012, c. 29.

215. *Alekseeva T., Alekseev A., Kabanov P., Alekseeva V.* Carboniferous paleosols and paleolandscapes of East European Craton (Southern Moscow Basin, Russia SDS – SCS - IGCP 596 - Institute Scientifique Meeting Morocco, 2013. International Field Symposium “The Devonian and Lower Carboniferous of the northern Gondwana”. Document de l’Institut Scientifique, Rabat, N 26, 2013a. P. 14-15.

216. *Alekseeva T., Kabanov P., Alekseev A., Alekseeva V.* Givetian paleosols of Voronezh region (European Russia): geochemistry, mineralogy. International Field Symposium “The Devonian and Lower Carboniferous of the northern Gondwana”. Document de l’Institut Scientifique, Rabat, N 26, 2013b. P. 16-17

217. *Alekseeva T., Kabanov P., Alekseev A., Gubin S., Naugolnykh S., Alekseeva V.* Devonian paleosols of Voronezh Antecline: geochemistry, mineralogy, paleoenvironments. «Paleosols, pedosediments and landscape morphology as environmental archives». Materials of the XIIth International Symposium and Field Workshop on Paleopedology (ISFWP) Kursk, Russia August 10 –15, 2013c. P. 58

218. *Alekseeva T.V., Zolotareva B. N.* Organo-mineral complexes as the tool of organic matter differentiation and protection in soils and paleosols. V international symposium Biogenic-abiogenic interactions in natural and antropogenic systems. St-Petersburg, 2014. p. 8-9

219. *Alekseeva T., Kabanov P., Alekseev A., Kalinin P.* Characteristics of early Earth`s critical zone based on Devonian palaeosols properties (Voronez Antecline, Russia). Euroclay Conference , Edinburgh 2015, 5-10 July 2015. P. 347.

220. *Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Gubin S.V., Kabanov P.B., Alekseeva V.A.* Palaeoenvironments of the Middle–Late Mississippian Moscow Basin (Russia) from multiproxy study of palaeosols and palaeokarsts // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2016a. V. 450. P. 1–16.

221. *Alekseeva T., Kabanov P., Alekseev A., Kalinin P., Alekseeva V.* Characteristics of early Earth`s critical zone based on Middle-Late Devonian palaeosols properties (Voronez High, Russia)//Clays and Clay Minerals. 2016b. V. 64 (5). P. 677-694

222. *Alekseeva T., Alekseev A., Vagapov I.* The Late Visean pedocomplex of Moscow basin (Russia): mineralogical and geochemical characterization. Book of Abstracts 8th Mid-European Clay Conference. Kosice, Slovakia, 4-8 July, 2016c. P. 76.
223. *Alekseeva T., Alekseev A., Kalinin P.* The Mississippian palaeosol sequence from the southern part of Moscow sedimentary basin: mineralogy, geochemistry, palaeoenvironments. Scientific research Abstracts, vol. 7, XVI International Clay Conference (ICC 2017), Granada, Spain, 2017. P. 28.
224. *Alekseeva T.V., Zolotareva B.N., Bukhonov A.V., Kolyagin Yu. G.* About humin. VI Int. Symposium “Biogenic-abiogenic interactions in natural and anthropogenic systems”, St-Petersburg, 24-27 September 2018. P10-12.
225. *Algeo T.A., Scheckler S. E.* Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian: links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events. Royal Society of London Philosophical Transactions (B): Biological Sciences. 1998. V. 353. P. 113-130.
226. *Algeo T.A., Scheckler S. E.* Land plant evolution and weathering rate changes in the Devonian//J. Earth Sciences. 2010. 21. Special Issue. P. 75-78.
227. *Alonso-Zarza A.M.* Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record// Earth-Science Reviews. 2003. V. 60. P. 261–298
228. *Arefev M.P., Naugolnykh S.V.* Fossil roots from the upper Tatarian deposits of the Sukhona and Malaya Severnaya Dvina river basin: stratigraphy, taxonomy and paleoecology// Paleontological Journal. 1998. №1. P. 82-96.
229. *Auras S., Wilde V., Hoernes S. et al.* Biomarker composition of higher plant macrofossils from Late Palaeozoic sediments// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006. V. 240. P. 305-317
230. *Balestrini R., Lumini E.* Focus on mycorrhizal symbioses// Applied Soil Ecology. 2018. 123. P. 299-304.
231. *Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O.* The Devonian period. Ch. 22. The Geologic Time Scale. Eds. F.M.Gradstein, J.G.Ogg, Mark Schmitz, Gabi Ogg. Elsevier. 2012. P. 574-614.

232. *Beerling D., Berner R.A., Mackenzie F.T., Harfoot M.B., Pyle J.A.* Methane and the CH₄-related greenhouse effect over the past 400 million years// *American Journal of Science*. 2009. V. 309. P. 97-113.
233. *Berner R.A.* The carbon cycle and CO₂ over Phanerozoic time: the role of landplants. *Philos. Trans. R. Soc. London*. 1998. Ser. B 353. P. 75–82
234. *Berner R.A.* The rise of trees and their effects on Paleozoic atmosphere CO₂ and O₂// *C.R.Geosciences*. 2003. V. 335. P. 1173-1177.
235. *Beverly E.J., Lukens W.E., Stinchcomb G.E.* Paleopedology as a tool for reconstructing paleoenvironments and paleoecology. Ch 9 in : D.A.Croft et al (eds) *Methods in Paleocology. Reconstructing Cenozoic terrestrial environments*. Springer Nature 2018. P. 151-183.
236. *Bouza P.J., Simon M., Aguilar J., Del Valle, H., Rostagno M.* Fibrous clay mineral formation and soil evolution in Aridisols of northeastern Patagonia, Argentina//*Geoderma*. 2007. V. 139. P. 38–50.
237. *Brasier A.T., Morris J.L., Hillier R.D.* Carbon isotopic evidence for organic matter oxidation in soils of the Old Red Sandstone (Silurian to Devonian, South Wales, UK)// *Journal of the Geological Society (London)*. 2014. V. 171. P. 621-634.
238. *Brezinski D.K., Cecil C.B., Skema V.W., Stamm R.* Late Devonian glacial deposits from the eastern United States signal at the end of the mid-Paleozoic warm period// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. V.268. P. 143-151.
239. *Brezinski D.K., Cecil C.B., Skema V.W., Kertis C.A.* Evidence for long-term climate change in Upper Devonian strata of the central Appalachians//*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. V.284. P. 315–325.
240. *Broushkin A. V., Gordenko N. V.* *Istchenkophyton filiciforme* gen. et sp. nov., a new small vascular plant with thick cuticle from the Devonian of Voronezh Region (European Russia) // *Paleontological Journal*. 2009. V. 43(10). P. 1202–1216.
241. *Calvo J.-P., Blanc- Valeton M.M., Rodrigues- Arandaia J.P., Rouchy J.M., Sanz M.E.* Authigenic clay minerals in continental evaporitic environments. In: Thiry M., Simon-Coincon R., eds. *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental*

- Deposits. International Association of Sedimentologists. Special Publication. 1999. V. 27. P. 129–151.
242. *Cao W., Zahirovic S., Flament N., Williams S., Golonka J., Muller R.D.* Improving global paleogeography since the late Paleozoic using paleobiology// *Biogeosciences*. 2017. 14. P. 5425-5439.
243. *Cao W., Williams S., Flament N., Zahirovic S., Scotese Ch., Muller R.D.* Palaeolatitudinal distribution of lithologic indicators of climate in a palaeogeographic framework// *Geol. Magazine*. March. 2018. P. 1-24
244. *Cecil C.B.* Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks// *Geology*. 1990. V.18. P. 533-536.
245. *Cerling T.E.* Carbon dioxide in the paleoatmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols// *Am. J. Sci.* 1991. V. 291. P. 377–400.
246. *Chilom G., Rice J.A.* Organo-clay complexes in soils and sediments // *Biophysico-Chemical processes involving natural nonliving organic matter in environmental systems* / Eds. N. Senesi, B. Xing, P.M. Huang. New York: John Wiley and Sons. 2009. P. 111-145.
247. *Cocks L. R. M., Torsvik T. H.* European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. From: Gee, D. G. & Stephenson R. A. (eds) 2006. *European Lithosphere Dynamics*.
248. *Cocks L. R. M., Torsvik T. H.* The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: A stable craton with mobile margins// *Earth-Science Reviews*. 2011. V. 106 (1-2). P. 1-51
249. *Constantini E.A.C.* Paleosols and pedostratigraphy// *Applied Soil Ecology*. 2018. V. 123. P.597-600
250. *Cox J.E., Railsback L.B., Gordon E.A.* Evidence from Catskill pedogenic carbonates for a rapid Late Devonian decrease in atmospheric carbon dioxide concentrations// *Northeastern Geology and Environmental Sciences* . 2001. V. 23(2) . P. 91-102.
251. *Cramer M.D., Hawkins H.J.* A physiological mechanism for the formation of root casts// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. V. 274. P.125-133.

252. *Cressler W.L.* Plant paleoecology of the Late Devonian Red Hill locality, north-central Pennsylvania, an Archaeopteris-dominated wetland plant community and early tetrapod site// Geological Society of America Special Papers. 2006. P. 79-102.
253. *Da Silva A.-C., Boulvain F.* Upper Devonian carbonate platform correlations and sea level variations recorded in magnetic susceptibility// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006. V. 240. P. 373–388
254. *Da Silva A. C., Whalen M. T., Hladil J., Chadimova L., Chen D., Spassov S., Boulvain F., Devleeschouwer X.* Magnetic susceptibility application: a window onto ancient environments and climatic variations: forewordFrom: Da Silva, A. C., Whalen, M. T., Hladil, J., Chadimova, L., Chen, D., Spassov, S., Boulvain, F. & Devleeschouwer, X. (eds). Magnetic Susceptibility Application: A Window onto Ancient Environments and Climatic Variations. Geological Society, London, Special Publications. 2015. 414. P. 1–13.
255. *DiMichele W.A., Elbe C.F., Chaney D.S.* A drowned lycopsid forests above the Mahoning coal (Conemaugh Group, Upper Pennsylvanian) in eastern Ohio, USA. //Int. J.Coal Geology. 1996. V. 31. P. 249-276.
256. *DiMichele W.A., Pfefferkorn H.W., Gataldo R.A.* Response of late Carboniferous and Early Permian plant communities to climate change// Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2001. V. 29. P. 461–87
257. *DiMichele W.A., Tabor N.J., Chaney D.S., Nelson W.J.* From wetlands to wet spots: environmental tracking and the fate of Carboniferous elements in Early Permian floras// Geol. Soc. Am. 2006. Special paper 399. P. 223-248.
258. *DiMichele W. A., Cecil C. B., Montañez I. P., Falcon-Lang H. J.* Cyclic changes in Pennsylvanian paleoclimate and effects on floristic dynamics in tropical Pangaea//International Journal of Coal Geology. 2010. V. 83. P. 329–344.
259. *DiMichele W. A., Cecil C. B., Chaney D. S., Elrich S. D., Lucas S. G., Lupia R., Nelson W. J., Tabor N. J.* Pennsylvanian-Permian vegetational changes in tropical Euramerica, *in*: Harper, J. A., ed.. Geology of the Pennsylvanian-Permian in the Dunkard

- basin: Guidebook, 76th Annual Field Conference of Pennsylvania Geologists, Washington. 2011. PA. P. 60-102.
260. *DiMichele W.A.* Wetland-dryland vegetational dynamics in the Pennsylvanian ice age tropics// *Int. J. Plant Sci.* 2014. V. 175(2). P. 123–164.
261. *DiMichele W. A., Elrick S.D., Nelson W.J.* Vegetational zonation in a swamp forest, Middle Pennsylvanian, Illinois Basin, U.S.A., indicates niche differentiation in a wetland plant community// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2017. V. 487. P. 71-92
262. *Driese S. G., Mora, C.I.* Physico-chemical environment of pedogenic carbonate formation in Devonian vertic paleosols, Central Appalachians, USA// *Sedimentology.* 1993. V. 40. P. 199-216.
263. *Driese S.G., Ober E.G.* Palaeopedologic and palaeohydrologic records of precipitation seasonality from early Pennsylvanian “underclay” palaeosols, USA//*J. Sediment Res.* 2005. V. 75. P. 997–1010.
264. *Driese S.G, Medaris L.G.,Kirsimae K., Somelar P., Stinchcomb G.E.* Oxisolic processes and geochemical constrains on duration of weathering for Neoproterozoic Baltic paleosol// *Precambrian Research.* 2018. V. 310. P. 165-178.
265. *Edwards D., Axe L.* Evidence for a fungal affinity for *Nematasketum*, a close ally of *Prototaxites*//*Botanical Journal of the Linnean Society.* 2012. V. 168(1). P. 1 -18.
266. *Elias S.* *Encyclopedia of Quaternary Science.* Elsevier, Amsterdam. 2007. P. 2847-2856.
267. *Elrick S.D., Nelson W.J., Ames P.R., DiMichele W.A.* Floras characteristic of late Pennsylvanian peat swamps arose in the late Middle Pennsylvanian// *Stratigraphy.* 2017. V. 14, № 1-4. P. 123-141
268. *The Encyclopedia of Earth Sciences / The Encyclopedia of Climatology.* V. XI / J. E. Oliver, R. W. FairbridgeEds. N.Y.: van Nostrand Reinold, 1987. 103 p.

269. *Erwin D.H.* Dates and rates: temporal resolution in the deep time stratigraphic record// *Annu.Rev.Earth Planet.Sci.* 2006. V.34. P.569-590.
270. *Falcon-Lang H.J.* Pennsylvanian tropical rain forests responded to glacial-interglacial rhythms// *Geology*, 2004, V. 32 (8). P. 689-692.
271. *Falcon-Lang H.J., Jud N.A., Nelson W.J., DiMichele W.A., Chaney D.S., Lucas S.G.* Pennsylvanian coniferopsid forests in sabkha facies reveal the nature of seasonal tropical biome// *Geology*. 2011. V. 39 (4). P. 371-374.
272. *Falcon-Lang H.J., John Nelson W., Heckel P.H., DiMichele W.A., Elrick S.D.* New insights on the stepwise collapse of the Carboniferous Coal Forests: Evidence from cyclothems and coniferopsid tree-stumps near the Desmoinesian–Missourian boundary in Peoria County, Illinois, USA// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* . 2018. V. 490. P. 375-392
273. *Finkl Ch.W.* Coastal Soils. In: *Encyclopedia of Coastal Sciences / Ed.: M.L. Schwartz.* Springer. 2005. P. 278-302.
274. *Fitzpatrick E.A.* Soils. Their formation, classification and distribution. Longman. London and New York. 1980. 353 P.
275. *Fitzpatrick R.W., le Roux J., Schwertmann U.* Amorphous and crystalline titanium and iron-titanium oxides in synthetic preparations, at near ambient conditions, and in soil clays// *Clays and Clay Minerals*. 1978. V. 26 (3). P. 189-201.
276. *Foster G.L., Royer D.L., Lunt D.J.* Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years//*Nature communications*. 2017. 8. 14845.
277. *Gallagher T.M., Sheldon N.D.* A new paleothermometer for forest paleosols and its implications for Cenozoic climate // *Geology*. 2013. V. 41. P. 647–650.
278. *Gardner T.W., Williams E.G., Holbrook P.W.* Pedogenesis of some Pennsylvanian underclays; ground –water, topographic, and tectonic controls//*Geological Society of America special Paper* 216. 1988. P. 81-102.
279. *Genise J.F., Bedatou E., Bellosi E.S., Sarzetti L.C., Sánchez M.V., Krause J.M.* The Phanerozoic Four Revolutions and Evolution of Paleosol Ichnofacies. In: *Mángano M.,*

- Buatois L. (eds) *The Trace-Fossil Record of Major Evolutionary Events. Topics in Geobiology*. 2016. V. 40. Springer, Dordrecht. P. 301-370
280. *Genring A.U., Hofmeister A.M.* The transformation of lepidocrocite during heating: a magnetic and spectroscopic study // *Clays and Clay Minerals*. 1994. V. 42(4). P. 409-415.
281. *Gibshman N.B., Kabanov P.B., Alekseev A.S. et al.* Novogurovsky Quarry. Upper Viséan and Serpukhovian, Eds. A.S. Alekseev, N.V. Goreva, Type and reference Carboniferous sections in the south part of the Moscow Basin. Field Trip Guidebook of International I.U.S.C. Field Meeting, August 11–12, 2009. P. 13–44.
282. *Gionis V., Kacandes G.H., Kastritis I.D., Chryssikos G.D.* On the structure of palygorskite by mid- and near- infrared spectroscopy // *American Mineralogist*. 2006. V. 91. P. 1125–1133.
283. *Goebel K.A., Bettis E.A., Heckel P.H.* Upper Pennsylvanian paleosol in Stranger Shale and underlying Iatan Limestone, southwestern Iowa // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1989. V. 59. P. 224–232.
284. *Golonka J., Krobicki M., Pajak J., Giang N. V., Zuchiewicz W.* Global Plate Tectonics and Paleogeography of Southeast Asia, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH University of Science and Technology, Arkadia, Krakow, Poland, 2006.
285. *Griffing D. H., Bridge J. S. , Hotton C. L.* Coastal-fluvial palaeoenvironments and plant palaeoecology of the Lower Devonian (Emsian), Gaspé Bay, Quebec, Canada. Pp 61-84 *in: New Perspectives on the Old Red Sandstone* (P.F. Friend, P.B.J. Williams, editors). Geological Society , London, UK. 2000.
286. *Gulbranson E.L., Montanez I.P., Tabor N.J., Limarino C.O.* Late Pennsylvanian aridification on the southwestern margin of Gondwana (Paganzo Basin, NW Argentina): A regional expression of a global climate perturbation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2015. V. 417. P. 220-235.
287. *Handbook of Clay Sciences. Eds.: F. Bergaya, B.K.G.Theng, G.Lagaly.* 2006. Elsevier. 1224 p.

288. *Harrier L.A.* The arbuscular mycorrhizal symbiosis: a molecular review of the fungal dimension// *Journal of Experimental Botany*. 2001. V. 52. Issue suppl. 1. P. 469–478
289. *Hatcher P.G., Breger I.A., Dennis L.W., Maciel G.E.* Chemical structures in coal: NMR studies and a geochemical approach // *Prepr. Am. Chem. Soc., Div. Fuel Chem.* 1982. V. 27. P. 172–183.
290. *Heckel P.H.* Overview of Pennsylvanian cyclothems in midcontinent North America and brief summary of those elsewhere in the world, in Hils, L.V., Henderson, C.M., and Bamber, E.W., eds., *Carboniferous and Permian of the World*//*Canadian Society of Petroleum Geologists*. 2002. Memoir 19. P. 79–98.
291. *Hecker, M.R., Osipova A.I.* Viséan/Serpukhovian transition in the Moscow Basin (Lower Carboniferous, Russia), a review. *Proceedings 15th International Congress on Carboniferous and Permian*. 2007. Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, pp. 89–96.
292. *Hillier R. D., Edwards D., Morrissey L. B.* Sedimentological evidence for rooting structures in the Early Devonian Anglo-Welsh Basin (UK), with speculation on their producers//*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. V. 270. P. 366–380.
293. *Hoefs J.* *Stable Isotope Geochemistry*, 6th edition. Springer –Verlag, Berlin. 2009. 286 p
294. *Hubbard B., Kuang W., Moser A., Facey G.A., Detellier C.* Structural study of Maya Blue: textural, thermal and solid-state multinuclear magnetic resonance characterization of the palygorskite-indigo and sepiolite-indigo adducts // *Clays and Clay minerals*. 2003. V. 51(3). P. 318–326.
295. *Isbell J.L., Miller M.F., Wolfe K.L., Lenaker P.A.* Timing of the late Palaeozoic glaciation in Gondwana: was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothems? In: Chan M.A., Archer A.W. (eds). *Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time*. *Geol. Soc.of Am.Spec. Pap.* 2003. V.370. P. 5-24.

296. *Isbell J.L., Fraiser M.L., Henry L.C.* Examining the complexity of environmental change during the Late Paleozoic and Early Mesozoic. *Palaios*. 2008. V. 23. P. 267-269.
297. *Jones D.L., Hodge A., Kuzyakov Ya.* Plant and mycorrhizal regulation of rhizodeposition// *New Phytologist*. 2004. V.163. P. 459-480.
298. *Kabanov P.* The Upper Moscovian and Basal Kasimovian (Pennsylvanian) of Central European Russia: Facies, subaerial exposures and depositional models// *Facies*. 2003. V.49. P. 243-270.
299. *Kabanov P.* Traces of terrestrial biota in the Upper Moscovian paleosols of central and northern European Russia// *Paleontological Journal*. 2005. V.39 (4). P. 33-45.
300. *Kabanov P., Baranova D.* Cyclothems and stratigraphy of the Upper Moscovian–basal Kasimovian (Pennsylvanian) succession of central and northern European Russia, in Wong, T.E., ed., *Proceedings of XV International Congress on Carboniferous and Permian: Amsterdam, The Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences*. 2007. P. 147–160.
301. *Kabanov P.B., Gibshman N.B., Barskov I.S., Alekseev A.S., Goreva N.V.* Zaborie section. Lectostratotype of Serpukhovian stage. In: *Alekseev A.S., Goreva N.V. (Eds.), Type and Reference Carboniferous Sections in the South Part of the Moscow Basin. Field Trip Guidebook of International I.U.S.C. Field Meeting, Aug. 11–12. 2009*. P. 45–64.
302. *Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Alekseeva V.A., Alekseev A.O., Gubin S.V.* Paleosols in late Moscovian (carboniferous) marine carbonates of the East European craton revealing “great calcimagnesian plain” paleolandscapes//*J. Sedimentary Research*. 2010a. V. 80. P. 195–215.
303. *Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Burova L.V., Alekseeva V.A., Chuhlanceva E.R.* Carboniferous Disconformities, Paleosols and Paleolandscapes of the East European Craton. *GeoCanada 2010b – Working with the Earth*. P. 1-4.
304. *Kabanov P., Alekseev A.S.* Progress in cyclothem/sequence stratigraphy of type Lower Moscovian succession of Moscow Basin, Russia//*Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*. 2011. V. 29. P. 42-50.
305. *Kabanov P. B., Alekseev A. S., Gabdullin R. R., Gibshman N.B., Bershov A., Naumov S., Samarin E.* Progress in sequence stratigraphy of upper Viséan and lower

Serpukhovian of southern Moscow basin, Russia//Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2013a. V. 30. P. 55–65.

306. *Kabanov P.B., Alekseev A.O., Alekseeva T.V.* Devonian and Carboniferous paleosols of central southern East European Craton preserving pristine magnetic, mineralogical, and geochemical signatures. Joint meeting IGCP-580 & IGCP-596: Geophysical and Geochemical Techniques: A Window on the Palaeozoic World - Calgary, Canada, 27 Aug. - 1st Sept. 2013b. P. 38-39.

307. *Kabanov P.B., Alekseev A.S., Gibshman N.B., Gabdullin R.R., Bershov A.V.* The upper Viséan–Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia): Part 1. Sequences, disconformities, and biostratigraphic summary//Geological Journal. 2014. V. 51. P. 163-194.

308. *Kabanov P.B., Alekseev A.O., Zaitsev T.* The upper Viséan–Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia). P. 2. Bulk geochemistry and magnetic susceptibility // Geological Journal. 2016. V. 51(2). P. 195-211.

309. *Kabanov P.* Stratigraphic Unconformities: Review of the concept and examples from the Middle-Upper Paleozoic. Seismic and Sequence Stratigraphy and Integrated Stratigraphy – new insights and contributions. Ch 6. 2017. P. 101-127.

310. *Kahmann J.A., Driese S.G.* Paleopedology and geochemistry of Late Mississippian (Chesterian) Pennington Formation palaeosols at Pound Gap, Kentucky, USA: Implications for high-frequency climate variations//Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 259. P. 357-381.

311. *Kearsey T.I., Bennett C.E., Millward D., Davies S.J., Gowing C.J.B., Krmp S.J., Leng M.J., Marshall J.E.A., Browne M.A.E.* The terrestrial landscapes of tetrapod evolution in earliest Carboniferous seasonal wetlands of SE Scotland// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2016. V. 457. P. 52-69

312. *Kenrick P., Strullu-Derrien Ch.* The origin and early evolution of roots// Plant Physiology. 2014. V.166. P. 570–580.

313. *Kholodov V.N., Butuzova G.Yu.* Siderite formation and evolution of sedimentary iron ore deposits in the Earth`s History// *Geology of Ore Deposits*. 2008. V. 50(4). P. 299-319.
314. *Khormali F., Abtahi A.* Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran// *Clay Minerals*. 2003. V. 38. P. 511–527.
315. *Kidston R, Lang W. H.* On old red sandstone plants showing structure from the Rhynie chert Bed. Aberdeenshire. Pt 5. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*. 1921. V. 52. P. 855—902.
316. *Klappa C.F.* Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance// *Sedimentology*. 1980. V. 27. P. 613-629.
317. *Kogel-Knabner I., Guggenberger G., Kleber M., Kandeler E., Kalbitz K., Scheu S., Eusterhues K., Leinweber P.* Organo-mineral associations in temperate soils: intergrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2008. V. 171.P. 61–82.
318. *Krassilov V.A., Raskatova M.G., Istchenko A.A.* A new archaeopteridalian plant from the Devonian of Pavlovsk, U.S.S.R// *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1987. V. 53. P. 163-173.
319. *Kraus M.J.* Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications// *Earth-Science Reviews*. 1999. V. 47. P. 41-70
320. *Kraus M.J., Hasiotis S.T.* Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn basin, Wyoming, USA// *J.Sedimentary Res.* 2006. V. 76. P. 633-646.
321. *Krekeler M.P.S., Hammerley E., Rakovan J., Guggenheim S.* Microscopy studies of the palygorskite-to -smectite transformation// *Clays and Clay Miner.* 2005. V. 53. P. 92–99.
322. *Kuang W., Facey G.A., Detellier C.* Dehydrations and rehydration of palygorskite and the influence of water on the nanopores // *Clays and Clay Minerals*. 2004. V. 52(5). P. 635–642.

323. *Lebedev O.A., Luksevics E., Zakharenko G.V.* Palaeozoogeographical connections of the Devonian vertebrate communities of the Baltica Province// *Palaeoworld*. 2010. V. 19. P. 108-128.
324. *Lojka R., Drabkova J., Zajic J., Sykorova I., Francu J., Blahova A., Grygar T.* Climate variability in the Stephanian B based on environmental record of the Msec Lake deposits (Kladno-Rakovnik Basin, Czech Republic)//*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. V. 280. P. 78–93.
325. *Ludvigson G.A., Gonzalez L.A., Metzger R.A., Witzke B.J., Brenner R.L., Murillo A.P., White T.S.* Meteoric sphaerosiderite lines and their use for palaeohydrology and palaeoclimatology// *Geology*. 1998. V. 26 (11). P. 1039–1042.
326. *Luetzow M.V., Kogel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marshner B.* SOM fractionation methods: relevance to functional pools and to stabilization mechanisms// *Soil Biol. Biochem.* 2007. V. 39.P. 2183-2207.
327. *Luksevics E., Lebedev O.A., Zakharenko G.V.* Palaeozoogeographical connections of the Devonian vertebrate communities of the Baltica Province. Part I. Eifelian–Givetian// *Palaeoworld*. 2010. V. 19. P. 94–107
328. *Mack G.H., James W.C., Moger H.C.* Classification of paleosols// *Geol. Soc.Am.Bull.* 1993. V. 105. P. 129-136.
329. *Madejova J., Komadel P.* Baseline studies of the Clay Minerals Society source clays: infrared methods// *Clay and Clay Minerals*. 2001. V. 49 (5). P. 410-432.
330. *Maes K., Peeters C., Muchez P., Swennen R., Viaene W.* The Occurrence of paleosols in the lower visean of the walhorn section (Vesder Basin, E-Belgium)// *Annales de la Societe Geologique de Belgique*. 1989. V. 112 . P. 69-77.
331. *Maher B.A., Thompson R., Zhou L.P.* Spacial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach//*Earth Planetary Science Letters*. 1994. V. 125. P.461-471.
332. *Maher B.A.* Magnetic properties of modern soils and loessic paleosols: implications for paleoclimate// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. V. 137. P. 25-54.

333. *Maher B.A., Alekseev A., Alekseeva T.* Variation of soil magnetism across the Russian steppe: its significance for use of soil magnetism as a palaeorainfall proxy// *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. P. 1571-1576.
334. *Maher B.A., Alekseev A., Alekseeva T.* Magnetic mineralogy of soils across the Russian steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 201(3-4). P. 321-341.
335. *Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L.* Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: A review of magnetic methods and challenges// *Earth-Science Reviews*. 2016a. V. 155. P. 28–48.
336. *Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L., Clyde W.C.* Magnetic minerals as recorders of weathering, diagenesis, and paleoclimate: A core–outcrop comparison of Paleocene–Eocene paleosols in the Bighorn Basin, WY, USA// *Earth and Planetary Science Letters*. 2016b. V. 452. P. 15–26.
337. *Medaris L.G., Driese S.G. , Stinchcomb G.E., Fournelle J.H., Lee S., Xu H., DiPietro L., Gopon P. , Stewart E.K.* Anatomy of a Sub-Cambrian Paleosol in Wisconsin: Mass Fluxes of Chemical Weathering and Climatic Conditions in North America during Formation of the Cambrian Great Unconformity// *The Journal of Geology*. 2018. V. 126. P. 261–283.
338. *Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I., Davydov V.I. et al.* Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China and North America as used in the Devonian- Carboniferous a-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003)// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 240. P. 318-372.
339. *Miall A.D.* *Stratigraphy: A Modern Synthesis*. Berlin: Springer-Verlag; 2016a. 454 p.
340. *Miall A.D.* The valuation of unconformities// *Earth-Science Reviews*. 2016b. V. 163. P. 22-71.
341. *Mintz J. S., Driese S.G. ,White J.D.* Environmental and ecological variability of Middle Devonian (Givetian) forests in Appalachian basin paleosols, New York, United States// *Palaios*. 2010. V. 1. P. 85-96.

342. *Monger H.C., Daugherty L.A.* Neof ormation of palygorskite in a southern New Mexico aridisols// Soil Science Society of America Journal. 1991. V. 55. P. 1646–1650.
343. *Montanez I.P., Tabor N.J., Niemeier D., DiMichele W.A., Frank T.D. et al.* CO₂-forced climate and vegetation instability during late Paleozoic deglaciation// Science . 5 January 2007. V. 315. P. 87-91.
344. *Morris J. L., Leake J. R., Stein W. E., Berry Ch.M., Marshall J. E. et al* Investigating Devonian trees as geo-engineers of past climates: linking paleosols to palaeobotany and experimental geobiology//Paleontology. 2015. V. 58 (5). P. 787-801.
345. *Mosseichik Yu., Ignatiev I.A.* “Stigmarian” limestones of the Moscow coal basin Mississippian (Lower Carboniferous): their nature and stratigraphic potential// Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2004 . V. 22. P. 50-53.
346. *Mosseichik Yu., Ignatov M.S., Ignatiev I.A.* A bryophyte-like plant from the Lower Carboniferous of the Moscow coal basin// Arctoa. 2007. V. 16. P. 99-122.
347. *Mosseichik Yu.V., Ruban D.A.* Visean flora from the Moscow Coal Basin (Baltic Plate; European Russia): evolution in the context of global tendencies// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 292. P. 168-183.
348. *Narkiewicz M., Retallack G.J.* Dolomitic paleosols in the lagoonal tetrapod trackbearing succession of the Holy Cross Mountains (Middle Devonian, Poland)// Sedimentary Geology. 2014. V. 299. P. 74–87.
349. *Nascimento D.L., Batezelli A., Ladeira F.S.B.* The paleoecological and paleoenvironmental importance of root traces: plant distribution and topographic significance of root patterns in Upper Cretaceous paleosols// Catena. 2019. V. 172. P. 789-806.
350. *Naugolnykh S.V.* Devonian paleosoils of the Andoma mountain //Science in Russia. 2014. № 4. P. 12-18.
351. *Naugolnykh S.V.* Upper Cretaceous Paleosols of the Bain-Dzak Section, Southern Mongolia// Paleontological Journal. 2016. V. 50(12). P. 1451–1469.
352. *Nesbitt H. W., Young G. M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites// Nature. 1982. V. 299. P. 1523 – 1534.

353. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova Yu. E., Shalimov I.V.* Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution// *Tectonophysics*. 1996. V. 268. P. 23–63.
354. *Nikitin S N.* The Carboniferous of the Moscow Basin and artesian water in the region of the Moscow Basin (in French)// *Trans Geol Comm*. 1890. 5. P. 139–182.
355. North American stratigraphic code// *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 2005. V. 89 (11). P. 1547-1591.
356. *Oplutil S., Penicka J., Libertin M., Bek J., Dakova J., Imunek Z., Drabkova J.* Composition and structure of an *in situ* Middle Pennsylvanian peat-forming plant assemblage buried in volcanic ash, radnice basin (Czech Republic)//*Palaios*. 2009. V. 24. P. 726-746.
357. *Passey S.R.* The habit and origin of siderite spherules in the Eocene coal-bearing Prestfjall Formation, Faroe Islands// *Int. J. of Coal Geology*. 2014. V. 122. P. 76-90.
358. *Peters-Kottig W., Strauss H., Kerp H.* The land plant $\delta^{13}\text{C}$ record and plant evolution in the Late Palaeozoic// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 240. P. 237–252.
359. *Pillans B., Gibbard P.* The Quaternary period. Ch 30 in : *The geologic time scale*. Gradstein F.V., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. (eds). Elsevier 2012. P. 979-1010.
360. *Platt N.H., Wright V.P.* Palustrine carbonates at the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment// *Journal of Sedimentary Petrology*. 1992. V. 62 (6) . P. 1058–1071.
361. *Polynov B.B.* Contributions of Russian Scientists to Paleopedology. USSR Academy of Sciences. Leningrad. 1927. 32 p.
362. *Pozo M., Calvo J.P.* An overview of authigenic magnesian clays// *Review. Minerals*. 2018. 8. 520. P. 1-22.
363. *Qingfeng Sun, Wang Hong, Zamanian K.* Radiocarbon age discrepancies between the carbonate cement and the root relicts of rhizoliths from the Badan Jaran and the Tengeri deserts, Northwest China//*Catena*. 2019. V. 180. P.263-270.

364. *Quast A., Hoefs J., Paul J.* Pedogenic carbonates as a proxy for palaeo-CO₂ in the Palaeozoic atmosphere// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 242. P. 110-125.
365. *Rankey E.C., Farr V.R.* Preserved pedogenic mineral magnetic signature, pedogenesis and paleoclimate change: Pennsylvanian Roca Shale (Virgilian, Asselian), central Kansas, USA// *Sedimentary Geology*. 1997. V. 114. P. 11-32.
366. *Raven J.A., Edwards D.* Roots: evolutionary origins and biogeochemical significance// *J. of Experimental Botany*. 2001. Roots special issue 52. P. 381-401.
367. *Retallack G.J.* Fossil soils as grounds for interpreting the advent of large plants and animals on land. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London B*. 1985. V. 309. P. 105–142.
368. *Retallack G.J.* Early forest soils and their role in Devonian global change// *Science*. 1997. V. 276. P. 583–585.
369. *Retallack G.J.* *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. 2nd ed. Blackwell, printed in Oxford and Northampton (UK), Alden Press Ltd; 2001. 404 p
370. *Retallack G. J. , Sheldon N. D., Cogoini M., Elmore, R.D.* Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols//*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 198. P. 373-380.
371. *Retallack G.J.* Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols// *Geology*. 2005. V. 33. P. 333–336.
372. *Retallack G. J.* Cambrian, Ordovician and Silurian pedostratigraphy and global events in Australia//*Australian Journal of Earth Sciences*. 2009. 56 (4). P. 571-586.
373. *Retallack G.J., Huang C.-M.* Depth to gypsic horizon as a proxy for paleoprecipitation in paleosols of sedimentary environments// *Geology* 2010. V. 38 403-406.
374. *Retallack G.J., Huang C.* Ecology and evolution of Devonian trees in New York, USA// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 299. P 110–128.
375. *Retallack G. J.* A short history and long future for paleopedology. *New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology*// *SEPM Special Publication No. 104*. 2013. P. 5-16.

376. *Rice J.A.* Humin // *Soil Science*. 2001. V. 166(1). P. 848-856.
377. *Roche A., Vennin E., Bouton A., Olivier N., Wattinne A., Bundeleva I., Deconinck J-F., Virgone A., Gaucher E.C., Visscher P.T.* Oligo-Miocene lacustrine microbial and metazoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2018. V. 504 (1) . P. 34-59.
378. *Rosenau N.A., Tabor N.J., Elrick S.D., Nelson W.J.* Polygenetic history of palaeosols in Middle–Upper Pennsylvanian cyclothems of the Illinois Basin, U.S.A. Part I. Characterization of palaeosol types and interpretation of pedogenic processes// *J. Sediment.Res.* 2013. V. 83. P. 606–636.
379. *Royer D.L., Berner R.A., Montanez I.P., Tabor N.J., Beerling D.J.* CO₂ as a primary driver of Phanerozoic Climate// *GSA Today*. 2004. V. 14 (3). P. 4-10.
380. *Sankar B., Singh M., Mandal S., Churchman J., Bolan N.S.* Clay minerals- Organic Matter interactions in relation to carbon stabilization in soils. Ch. 3. in: *The Future of soil Carbon. Its Conservation and Formation.* (Eds.C.Garcia, P. Nannipieri, T. Hernandez). Elsevier. Academic Press.2018. P. 71-86.
381. *Schneider J.W., Lucas S.G., Barrick J. E., Arefiev M.P. et al.* Late Carboniferous to Early Triassic non-marine–marine correlation –ideas, tasks, perspectives.XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian. Kazan. 2015.P.167.
382. *Schneider J.W., Lucas S.G., Scholze F., Voigt S., Marchetti L., Klein H., Opluřtil S., Werneburg R., Golubev V.K. et al.* Late Paleozoic–early Mesozoic continental biostratigraphy — links to the standard global chronostratigraphic scale// *Palaeoworld* 2019 (in press)
383. *Schwertmann U.* Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments // *Iron in soils and clay minerals / Eds: J.W.Stucki, B.A. Goodman, U. Schwertmann.* NATO ASI series. 1985. V. 217. P. 267-308.
384. *Scotese C.R.* Atlas of Earth History. Part 1. Paleogeography: PALEOMAP Project, Arlington, Texas. 2001. 52 p.
385. *Sheldon N. D., Retallack G. J.* Equation for compaction of paleosols due to burial// *Geology*. 1 March 2001. P. 247-250.

386. *Sheldon N. D., Retallack G. J., Tanaka S.* Geochemical climofunctions from North American soils and application to Paleosols across the Eocene–Oligocene boundary in Oregon// *The Journal of Geology*. 2002. V. 110. P. 687–696.
387. *Sheldon N. D.* Quaternary Glacial-Interglacial Climate Cycles in Hawaii// *The Journal of Geology*. 2006. V. 114. P. 367–376.
388. *Sheldon N. D., Tabor N. J.* Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols// *Earth Sciences Review*. 2009. V. 95. P. 1–52.
389. *Shumilov I.Kh.* Gleization and paleosoils in Devonian red rocks of the Middle Timan Region// *Lithology and Mineral Resources*. 2014. V. 49 (4). P. 308-319.
390. *Singer A.* Pedogenic palygorskite in the arid environment. *In* : Palygorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses, Developments in Sedimentology; Singer, A., Galán, E., Eds.; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 1984. V. 37. P. 169–177.
391. *Singer A.* Palygorskite and sepiolite group minerals, *in*: Dixon, J.B., and Weed, S.B., eds., *Minerals in Soil Environment*: Madison, Wisconsin, Soil Science Society of America. 1989. P. 829–872.
392. *Spinner E.* Megaspore assemblages from Visean deposits at Dunbar, East Lothian, Scotland// *Palaeontology*. 1969 V. 12 (3). P. 441-458 .
393. *Stein W.E., Mannolini F., Hernick L., Landing E., Berry Ch. M.* Giant Cladoxylopsid trees resolve the enigma of the Earth's earliest forest stumps at Gilboa//*Nature*. 2007. V. 446. P. 904-907.
394. *Stein W.E., Berry Ch.M., Hernick L., Mannolini F.* Surprisingly complex community discovered in the mid-Devonian fossil forest at Gilboa// *Nature*. 2012. V. 483. P. 78-81.
395. *Stevenson B.A., Kelly E.F., McDonald E.V. et al* The stable carbon isotope composition of soil organic carbon and pedogenic carbonates along a bioclimatic gradient in the Palouse region, Washington State, USA// *Geoderma*. 2005 V. 124. P. 37-47.
396. *Strullu-Derrien C, Rioult JP, Strullu DG.* Mycorrhizas in upper carboniferous *Radiculites*-type cordaitalean rootlets. *New Phytol*. 2009. V.182. P. 561–564.
397. *Sverjensky D.A., Lee N.* The great oxidation event and mineral diversification//*Elements*. 2010. № 6. P. 31-36.

398. *Tabor N.J., Montanez I.P., Southard R.J.* Paleoenvironmental reconstruction and isotopic composition of Permo-Pennsylvanian pedogenic minerals.// *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 3093–3117.
399. *Tabor N.J., Montanez I.P., Scotese Ch.R., Poulsen Ch.J., Mack G.H.* Paleosol archives of environmental and climatic history in paleotropical western Pangea during the latest Pennsylvanian through Early Permian. *in* Fielding, C.R., Frank, T.D., and Isbell, J.L., eds., *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*. 2008a. P. 291–303.
400. *Tabor N.J., Poulsen Ch.J.* Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian–Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008b. V. 268. P. 293–310.
401. *Tabor N.J., Myers T.S.* Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate// *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015. V. 43. 11.1-11.29.
402. *Tabor N.J., Myers T.S., Michel L.A.* Sedimentologist`s guide for recognition, description and classification of paleosols. Ch 5 in “*Terrestrial depositional systems*”. 1st edition. Eds Kate E.Zeigler and William Parker. Elsevier. 2017. P. 165-208.
403. *Taylor T.N.* Paleobotany. The biology and evolution of fossil plants. Second edition. Academic press. Elsevier.2009. 1253 p.
404. *Thomas G.S., Tabor N.J., Yang Wan, Myers T.S., Yang Yi, Wang Dan.* Palaeosol stratigraphy across the Permian –Triassic boundary, Bogda Mountains, NW China: Implications for palaeoenvironmental transition through earth's largest mass extinction// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 308 (1-2). P. 41-64.
405. *Thorez J.* Practical identification of clay minerals. Handbook for teachers and students in clay mineralogy. Belgium: Institute of Mineralogy. Liege State University, 1976. 90 pp.
406. *Tyler G.* Rare earth elements in soil and plant systems – A review// *Plant and Soil*. 2004. V. 267. P. 191-206.
407. *van Reeuwijk L.P.* (Ed.). Procedures for soil analysis (6th ed.). Wageningen, 2002. ISRIC Technical paper 9.

408. *Vennin E., Bouton A., Bourillot R., Pace A., Roche A., Brayard A., Thomazo Ch., Virgone A., Gaucher E., Desaubliaux G., Visscher P.T.* The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA// *Sedimentology*. 2019. V. 66. P.165-204.
409. *Villa E., Alekseev A.S., Barskov I.S., Coquel R., Davydov V.I.* et al. Palaeontological analysis and comparison of the Moscovian/Kasimovian boundary beds in the Moscow basin and in the Cantabrian mountains (Spain). *Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian*. Prace panstwowego Instytutu Geologicznego CLVII. 1997. P. 173-185.
410. *Visscher H., Brinkhuis H., Dilcher D.L., Elsik W.C., Looy C.V., Rampino M.R., Traverse A.* The terminal Palaeozoic funfal event: evidence of terrestrial ecosystem destabilization and collapse. *Proc.Natl. Acad. Sci. USA// Ecology*. 1996. V. 93. P. 2155-2158.
411. *Wang X., Hu K., Qie W., Sheng Q., Chen B., Lin W., Yao L., Wang Q., Qi Y., Chen J., Liao Z., Song J.* Carboniferous integrative stratigraphy and timescale of China. *Review. Science China// Earth Sciences*. 2019. V.62 (1). P. 135-153.
412. *Williams C.A., Hills L.V., Krause F.F.* Preserved organic matter and miospores in buried Middle-Devonian (Givetian) paleosols: indicators of weathering, oxidation and maturity// *Catena* 1996. V. 28. P. 1-19.
413. *Williams C. A., Krause F. F.* Pedogenic-phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial-deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), North Central Alberta, Canada// *Sedimentology*. 1998. V. 45. P. 1105-1124.
414. *Wilson M.J.* Soil smectites and related interstratified minerals: recent developments. *Proceedings of the international clay conference / Eds.: L.G. Schultz, H. van Olphen, F.A. Mumpton*. Denver, 1987. P. 167-173.
415. *Wilson M.J.* Sheet silicates. *Clay minerals*. Second edition. *Rock-forming minerals*. V. 3C. The geological Society. London 2013. 722p.
416. *Wright V.P.* A rendzina from the Lower Carboniferous of South Wales// *Sedimentology*. 1983, V. 30. P. 159-179.

417. *Wright V.P.* The role of fungal biomineralization in the formation of Early Carboniferous soil fabrics// *Sedimentology*. 1986. V.33 (6). P.831-838.
418. *Wright V.P.* The ecology of two early Carboniferous paleosols. Pp 345-358 in: *European Dinantian Environments* (J. Miller, A.E. Adams and V.P. Wright, editors). 1987. *Geological Journal Special Issue* 12.
419. *Wright V.P.* Paleosols in shallow marine carbonate sequences//*Earth-Science Reviews*. 1994. V. 35. P. 367-395.
420. *Wright V.P., Vanstone S.D., Marshall J.D.* Contrasting flooding histories of Mississippian carbonate platforms revealed by marine alteration effects in paleosols//*Sedimentology*. 1997. V. 44. P. 825–842.
421. *Wright V.P.* An early carboniferous humus from South Wales preserved by marine hydromorphic entombment// *Applied Soil Ecology*. 2018. V. 123. P.668-671.
422. *Xue J.Z., Deng Z.Z., Huang P., Huang K.J., Benton M.J., Cui Y., Wang D.M., Liu J.B., Shen B., Basinger J.F., Hao S.G.* Belowground rhizomes in paleosols: The hidden half of an Early Devonian vascular plant// *PNAS* August 23, 2016. V. 113 (34). 9451-9456.
423. *Yakimemko E., Inozemtsev S., Naugolnykh S.* Upper Permian paleosols (Salarevskian Formation) in the central part of the Russian Platform: paleoecology and paleoenvironment // *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*. 2004. V. 21(1). P. 110-119.
424. *Zamanian K., Pustovoytov K., Kuzyakov Y.* Pedogenic carbonates: Forms and formation processes// *Earth-Sci. Rev.* 2016. V. 157. P. 1-17.

Подписи к фототаблицам.

Фототаблица I. Павловский карьер. Склоновый педокомплекс I. А – общий вид педокомплекса. В подошве – красный гематитовый горизонт; В – ППЗ с корневыми системами и углефицированной органической подстилкой; С- ризолиты из ППЗ. D- глинистые кутаны на поверхности Fe-конкреции; E- Fe-конкреция в разрезе, виден фоссилизированный корень. F- микрокристаллы сидерита из кровли ППЗ (данные СЭМ); G- спора из подстилки в кровле ППЗ.

Фототаблица II. Павловский карьер. Водораздельный педокомплекс II. А - общий вид педокомплекса. В подошве – красный гематитовый горизонт и ризолиты- «клинья» в ПП1; В - ризолиты- «клинья» в ПП1 (деталь); С - профиль ППЗ с кусками лавы в подошве; D - эродированная кровля ПП2 с множественными ризолитами и перекрывающей лавой; E - ризолиты из ППЗ; F-Н фрагменты древесины из кровли девона.

Фототаблица III. Павловский карьер. Водораздельный педокомплекс II. Корневые системы ПП 1- ПП 4, отражающие смену растительности.

Фототаблица IV. Павловский карьер. Пойменный педокомплекс III. А - общий вид педокомплекса; В- фитолеймы *Orestovia* (стрелки) и углефицированный горизонт в кровле ПП4, масштабная линейка 10 см; С - углисто-пиритовые конкреции из кровли ПП2.

Фототаблица V. Павловский карьер гранитов. Пойменный педокомплекс III. Строение пирито-углистых конкреций из кровли ПП2 А – общий вид; Б - микрокристаллический пирит (данные СЭМ); В-Г – микрокристаллический гетит (данные СЭМ).

Фототаблица VI. Павловский карьер гранитов. Пойменный педокомплекс III. Фрагменты древесины сосудистых растений из пирито-углистых конкреций из кровли ПП2 (данные СЭМ).

Фототаблица VII. Фотографии палеопочв нижнего карбона в карьере Бронцы. А - ПП уровня AL. Стрелками обозначены ожелезненные аппендиксы стигмарий; Б-В – уровень MLU. Стрелками обозначена глубина проникновения стигмарий, ПП – палеопочва; Г-Е уровень КНУ: Г- палюстринный комплекс; Д - ПП в подошве палюстринного комплекса; Е- спора из кровли ПП; Ж- стигмария в кровле палюстринного комплекса; З- нижняя ПП уровня BU (VN1); И - верхняя ПП уровня BU (VN2).

Фототаблица VIII. Холмское несогласие (уровень КНУ). А - В – карьер Полотняный завод: А – общий вид несогласия; Б – деталь строения черного “ризоидного” известняка; В – валун (“а”) в толще слоя черного “ризоидного” известняка; Г - Д – карьер Новогуровский: Г – общий вид несогласия с фрагментами ПП 1 в подошве (стрелка); Д – деталь строения черного “ризоидного” известняка; Е – карьер Змеинка, общий вид несогласия.

Фототаблица IX. Карьер Полотняный завод. Педокомплекс уровня КНУ. А – общий вид педокомплекса, где обнажены ПП1, ПП2 и черный “ризоидный” известняк (И); Б – ПП 1 тип 1, стигмария в подошве обозначена стрелкой; В – ПП 1 тип 2; Г – экскременты беспозвоночных из А-гор. ПП1; Д – отпечатки растений из органогенного горизонта ПП1; Е - ПП2 педокомплекса, стрелками обозначены инситные корни; Ж – корни (ризолиты) из ПП2.

Фототаблица X. Павловский карьер. Склоновый педокомплекс. Петрифицированные ризолиты из кровли ПП3. А - вид корневой системы; Б- ризолиты- деталь; В-Г строение тканей корня (СЭМ); Д – минеральный состав ризолита (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: S- сидерит; Qz- кварц.

Фототаблица XI. Павловский карьер. ПП4 водораздельного педокомплекса. Электронно-микроскопическое строение ризолита R10. А - центральная часть корня, видны сохранившиеся проводящие ткани; Б - деталь (А), ожелезнение

стенок сосудов; В - поэтапная петрификация корня: конкреции сложены гетитом, кристаллы – барит; Г - Е - Mn- конкреции в полостях ризолита.

Фототаблица XII. Павловский карьер. Часть пня археоптериса из туфо-аргиллитов. Древесина углефицирована и частично замещена пиритом (петрификация). А - Б- вид пня; В- зарисовка; Г – Ж - ткани типа *Callixylon* с когортoidalным типом поровости (данные СЭМ).

Фототаблица XIII. Ризолиты-слепки из палеопочв нижнего карбона. А - *Stigmaria ficoides*, карьер Бронцы; Б- отпечаток коры и ожелезненных аппендикосов *Stigmaria ficoides*, карьер Полотняный Завод; В- ризолиты из ПП1 уровня КНУ, карьер Полотняный Завод; Г - минеральный состав ризолитов из ПП1 уровня КНУ, карьер Полотняный Завод. Обозначения: С-кальцит, К – каолинит, Qz-кварц, D- доломит.

Фототаблица XIV. Карьер Полотняный завод. Сподосоли уровня МН-2. А- вид профиля; Б- поперечное сечение петрифицированных ризолитов; В - Г ризолиты; Д-минеральный состав, данные рентгеновской дифрактометрии. Обозначения: Gt- гетит, С- кальцит.

Фототаблица XV. Ризолиты - ризокреции в кальцисоли уровня ВU (VN2) в карьере Бронцы. А - общий вид палеопочвы, R- горизонт развития ризокреций; Б - поперечный срез материала горизонта развития ризокреций; В - Г - отдельные ризокреции (виден центральный полый канал).

Фототаблица XVI. Отпечатки корневых систем в карбонатной палеопочве уровня FU (серпуховский ярус, тарусский гор.) в карьере Полотняный завод. А- общий вид педокомплекса с двумя типами корневых систем; Б- верхняя часть педокомплекса с густой сетью отпечатков коротких корней.

Фототаблица XVII. Фото каналов – пустот с ожелезнением стенок в «черном ризоидном известняке» (уровень КНУ). А - карьер Полотняный завод; Б-Г- карьер Курагино.

Фототаблица XVIII. Павловский карьер. Флоры из пойменного педокомплекса (ПК III). А – Г - *Orestovia-Schuguria*: А- общий вид фитолеймов; Б - В -детали строения; Г – споры, в верхней части – кристаллы гипса (данные СЭМ); Д – 3-неопределенные фоссилии, предположительно *Nematophyton*: Д - макрофоссилии; Е - 3 -детали строения (данные СЭМ).

Фототаблица XIX. Павловский карьер. Растительные остатки из отложений девона. А - Г - фрагменты древесины археоптериса; Д - отпечаток ветки *Svalbardia*.

Фототаблица XX. Павловский карьер. Строение древесины археоптериса (*Callixylon*) (данные СЭМ).

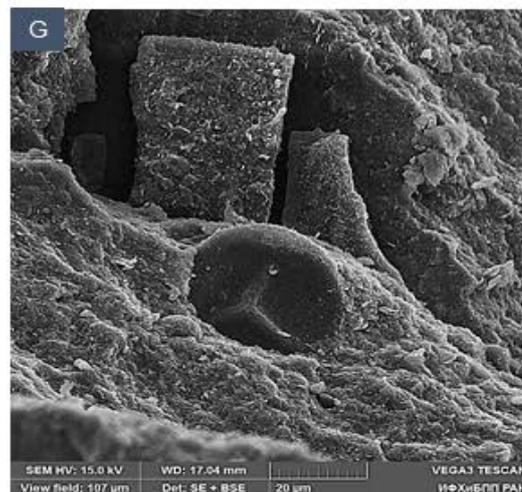
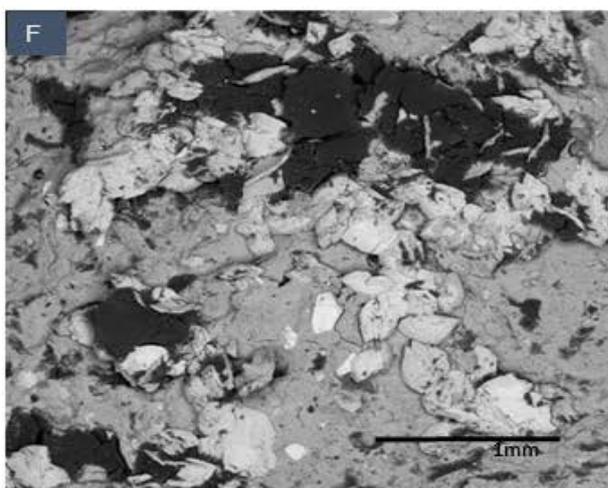
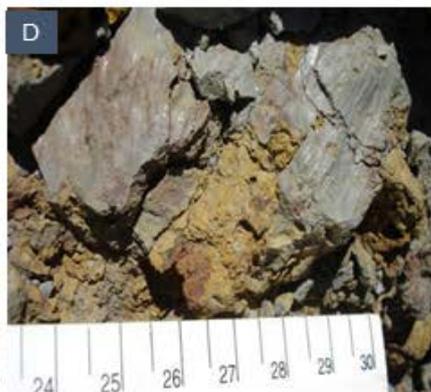
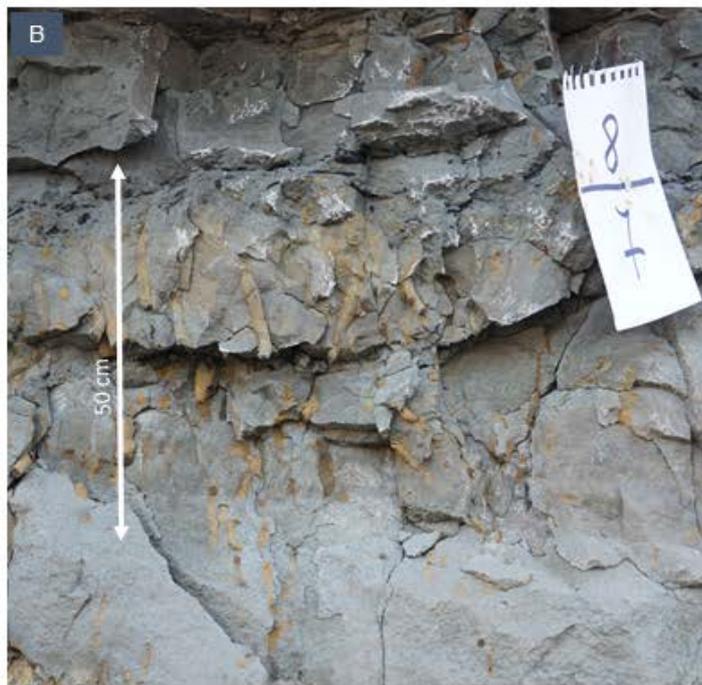
Фототаблица XXI. Павловский карьер. Остатки плауновидных из отложений девона.

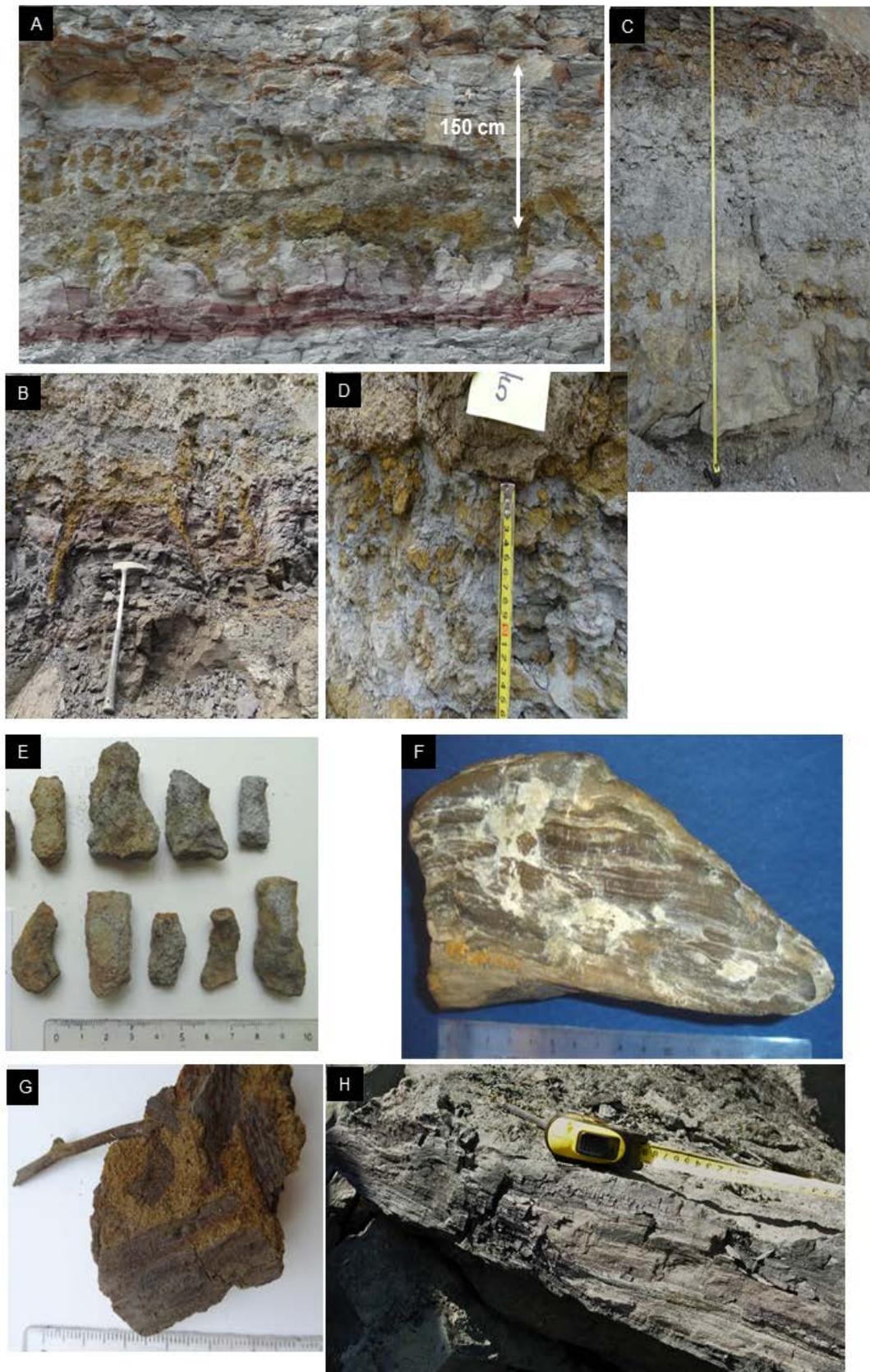
Фототаблица XXII. Павловский карьер. А-В - остатки плауновидных из отложений девона; Г - Д – строение тканей образца (А) (данные СЭМ).

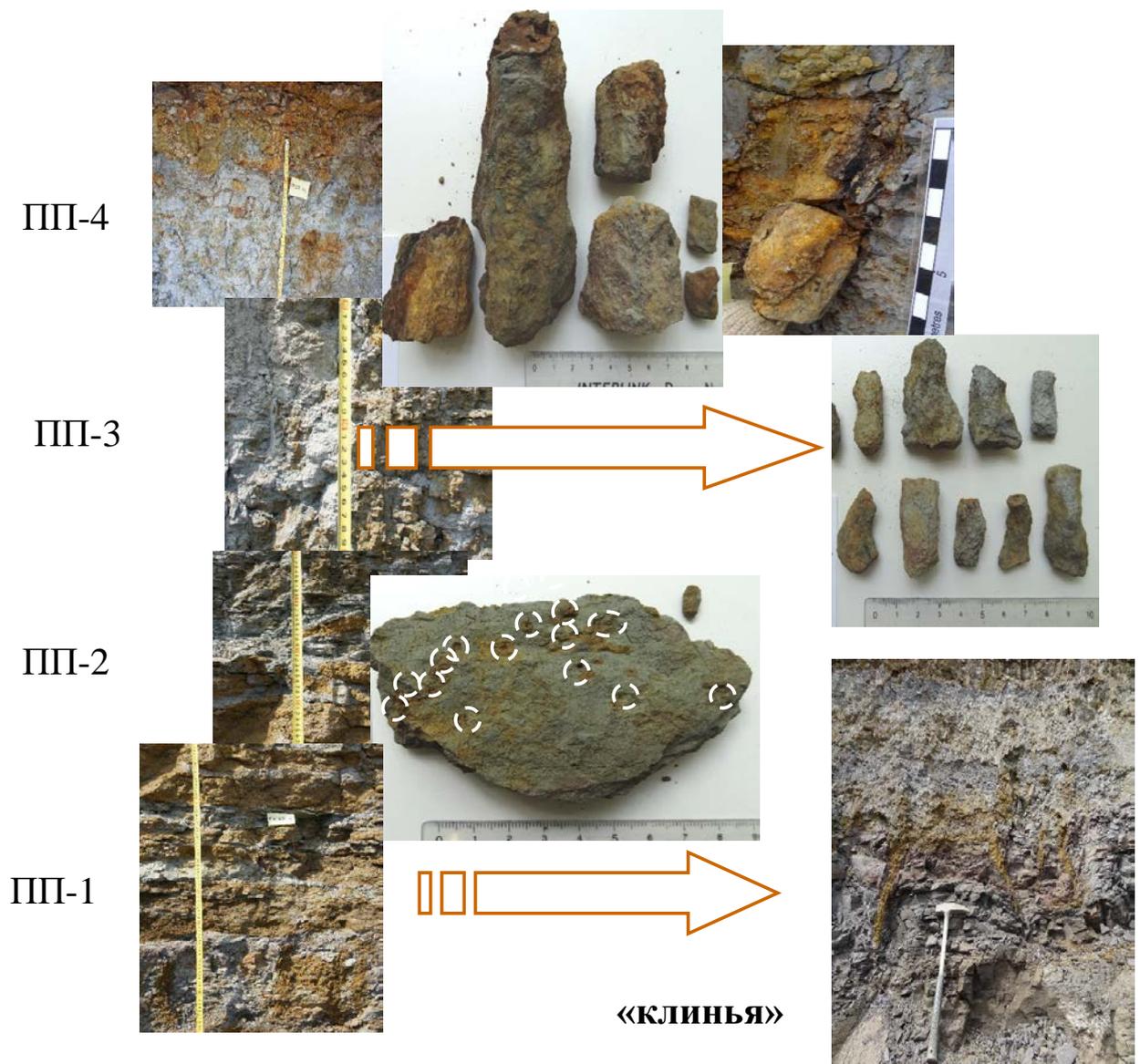
Фототаблица XXIII. Павловский карьер. Споры из органогенного горизонта ППЗ склонового педокомплекса (ПКІ).

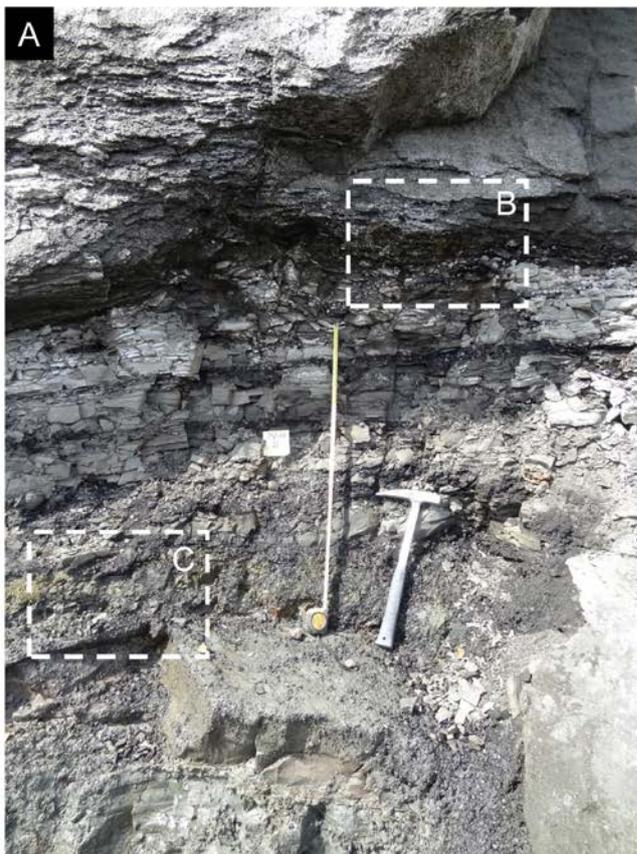
Фототаблица XXIV. Растительные остатки в палеопочвах нижнего карбона. А-В *Archaeosigillaria sp vanuxemi* в ПП1 уровня КНУ в карьере Полотняный завод: А – общий вид; Б-В строение тканей (СЭМ); Г - Д - микрофоссилии из кальцисоли уровня ВU (VN2) в карьере Бронцы.

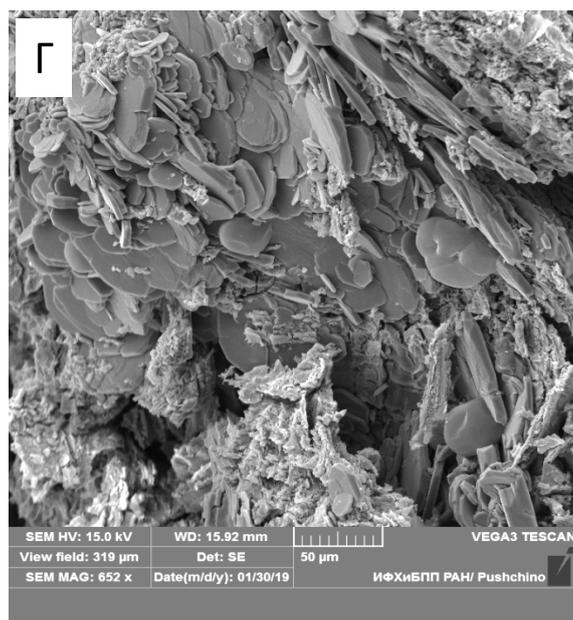
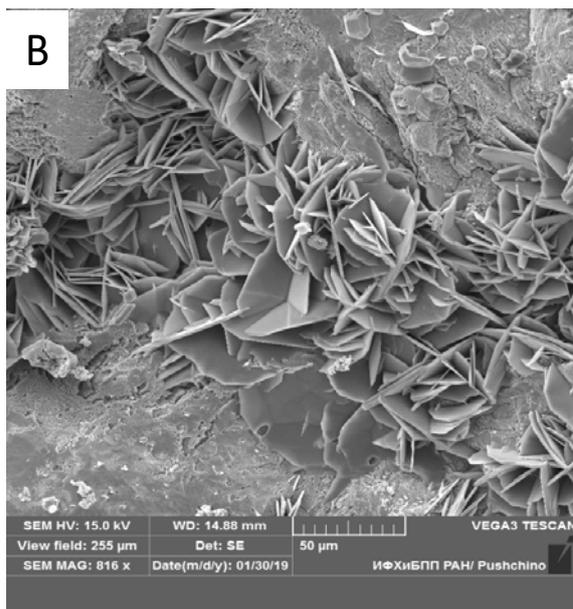
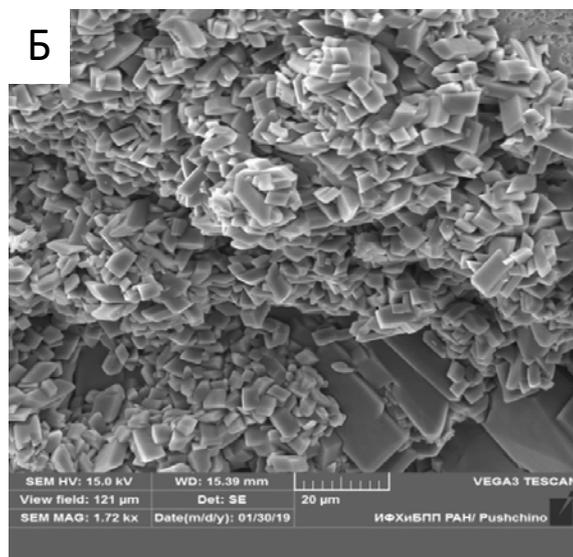
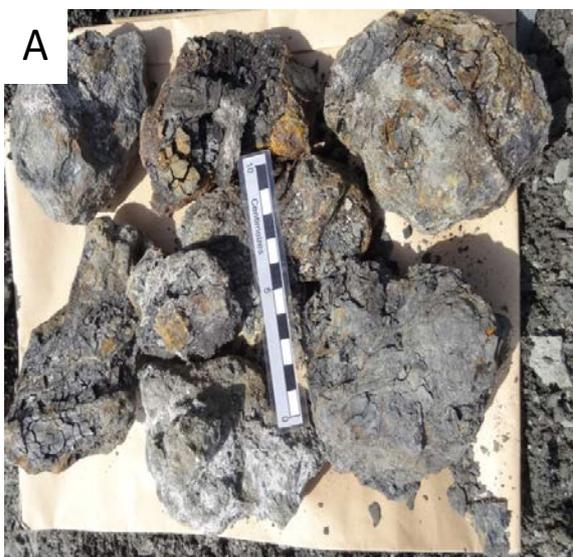
Фототаблица XXV. Карьер Змеинка. А - Д - строение микрофоссилий из палыгорскитовой аридисоли михайловского горизонта нижнего карбона; Е - спора, пораженная грибным мицелием (обозначено стрелкой) (данные СЭМ).



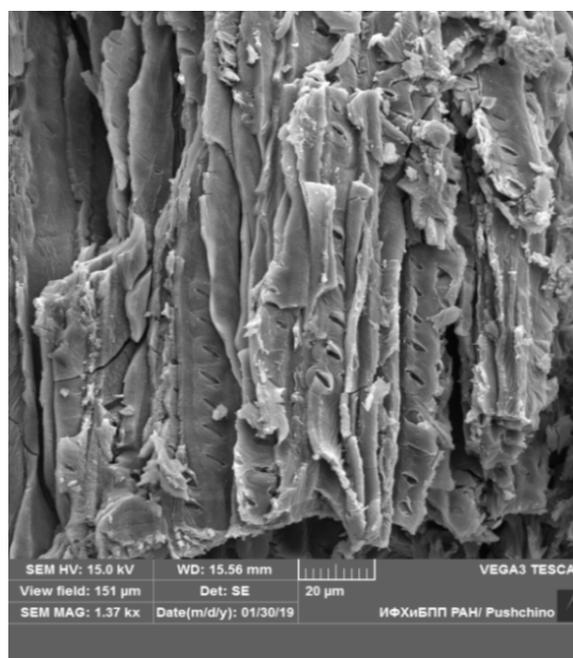
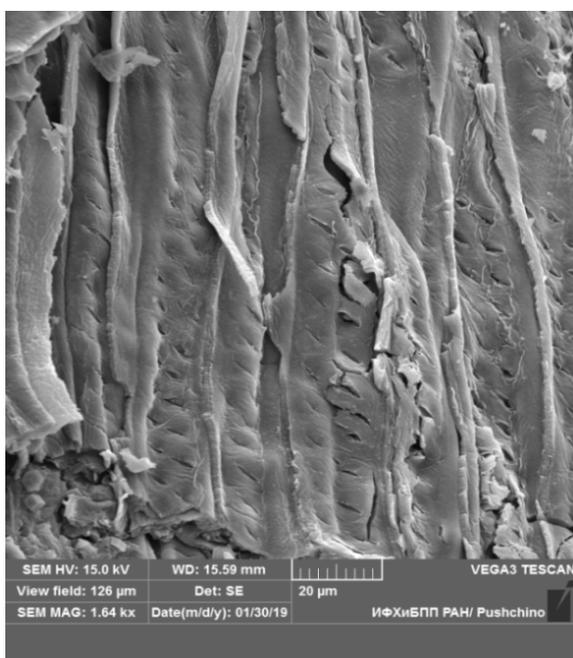
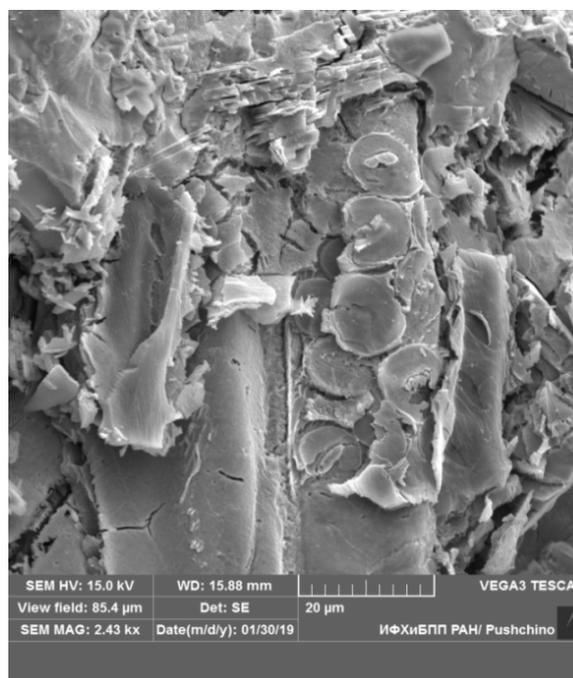
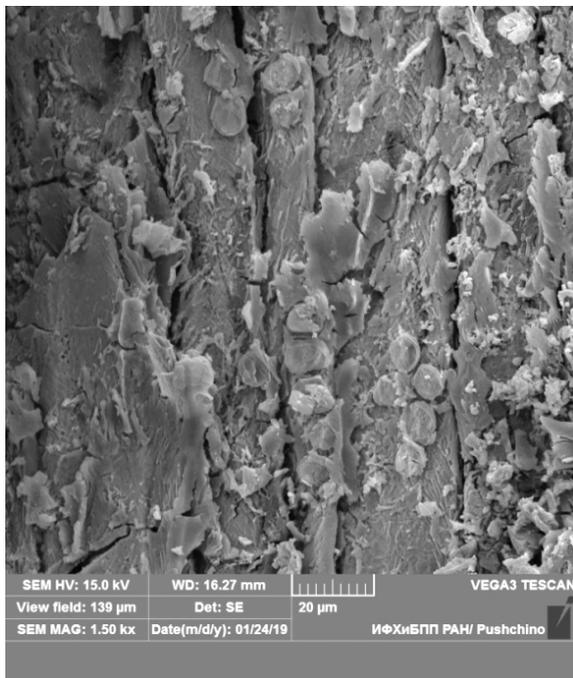


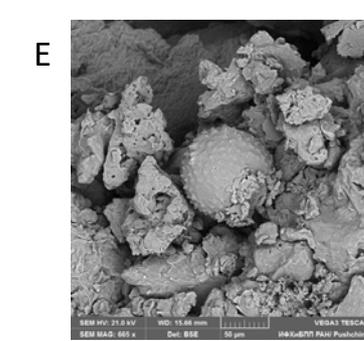
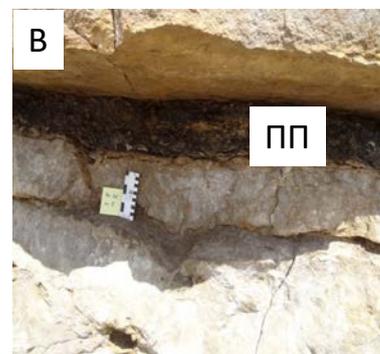
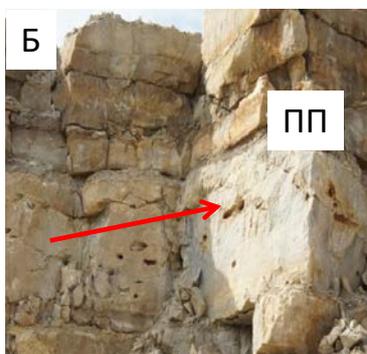
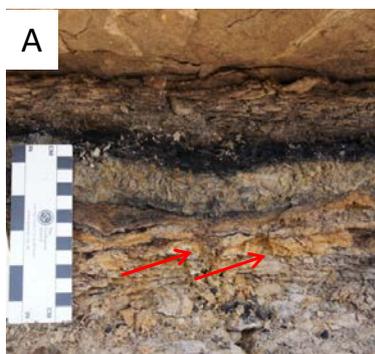


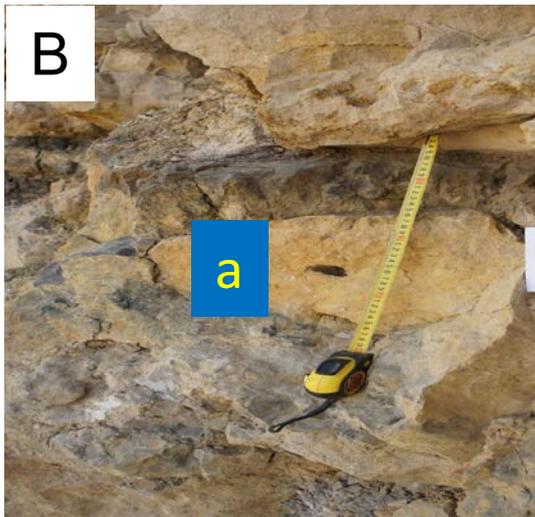
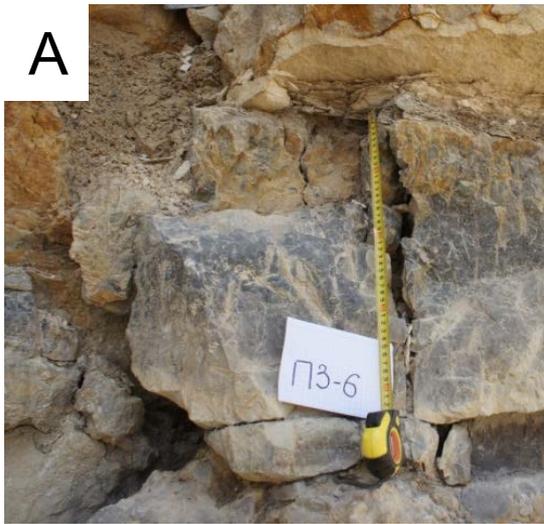


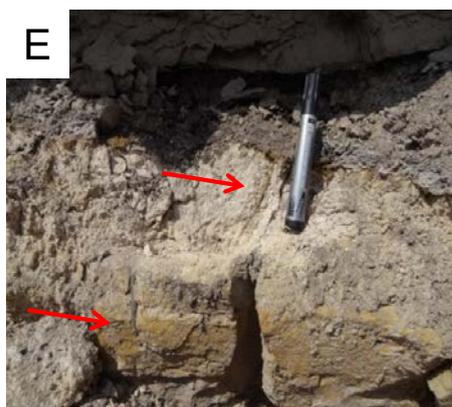
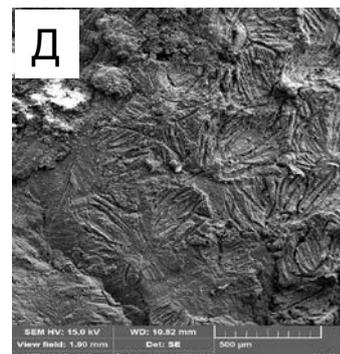


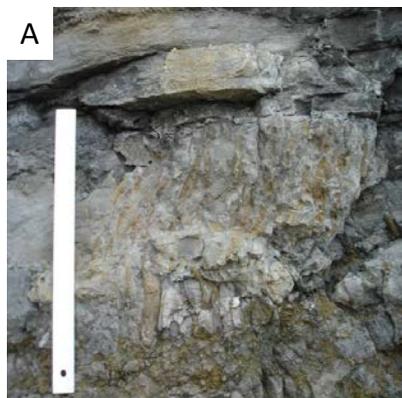
Фототаблица VI



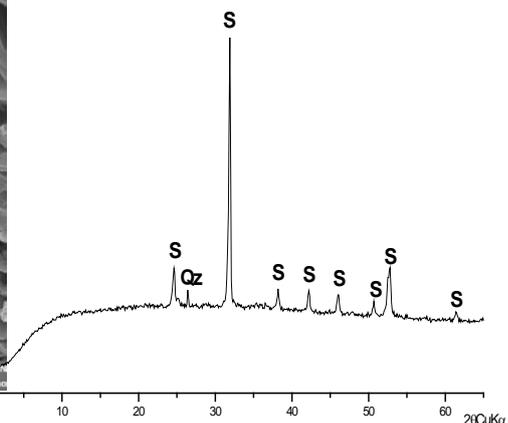
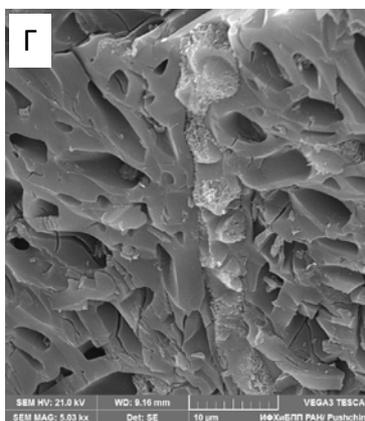
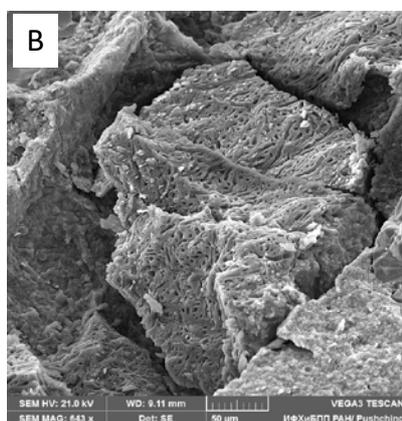




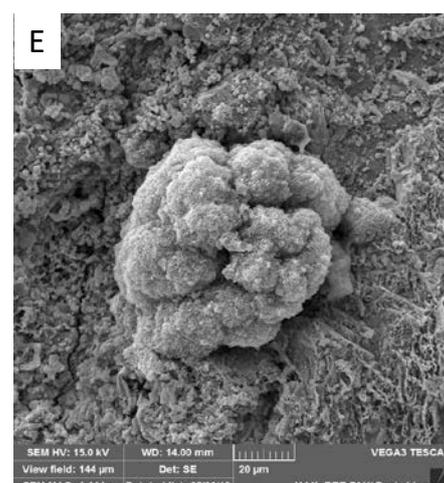
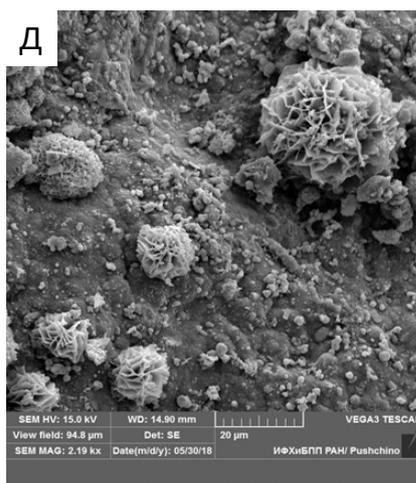
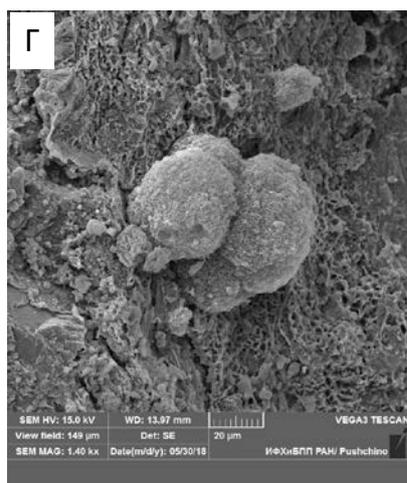
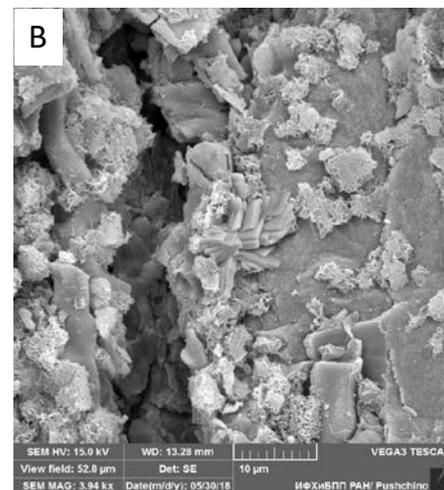
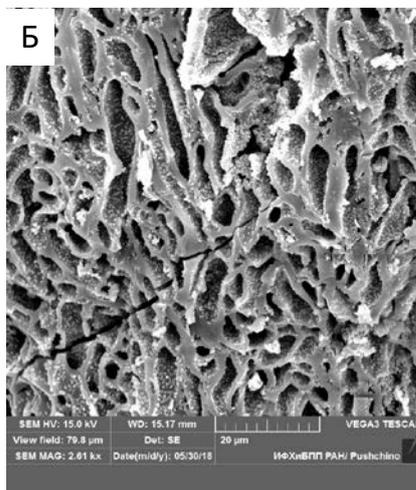
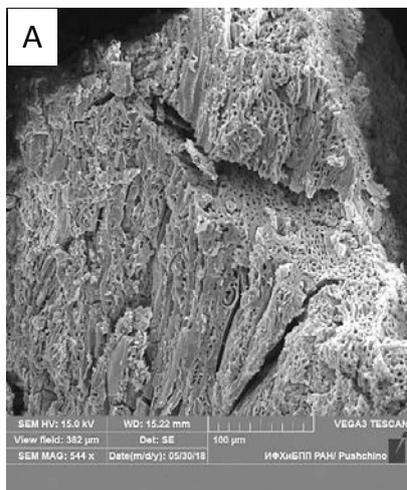




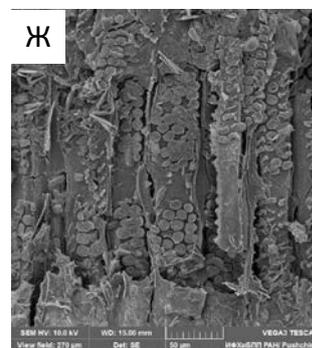
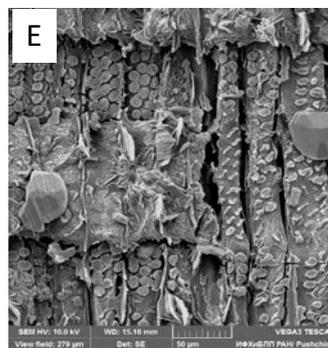
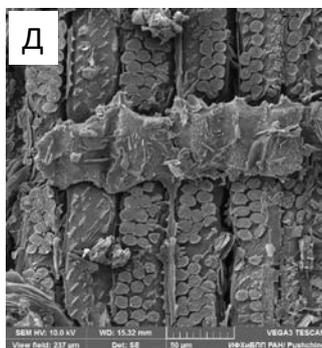
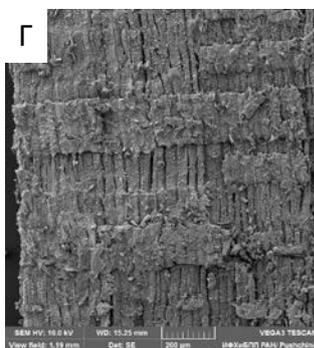
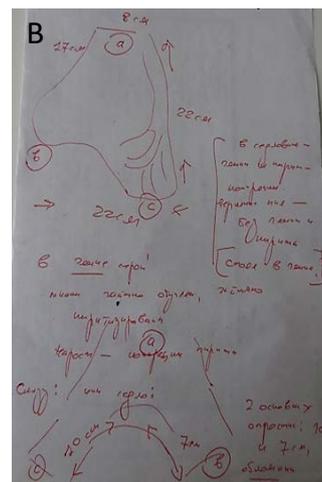
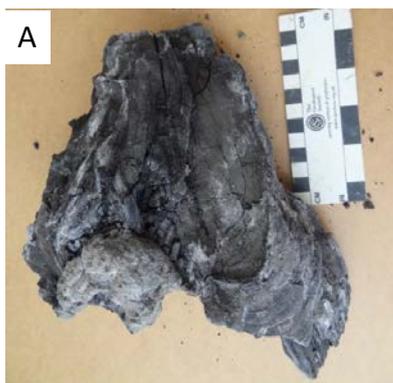
Д



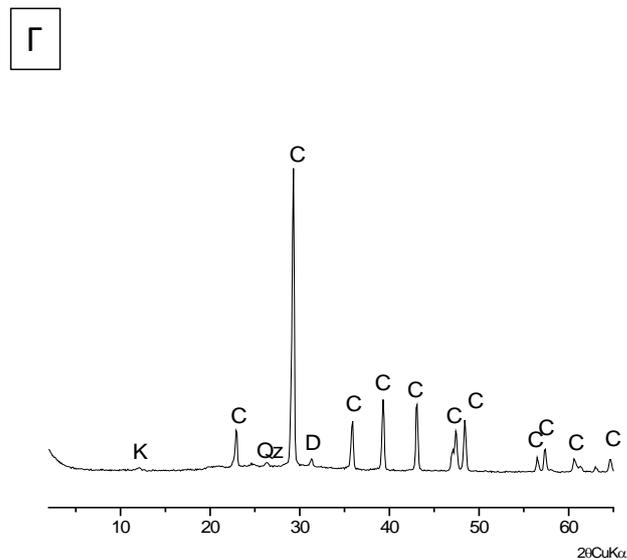
Фототаблица XI



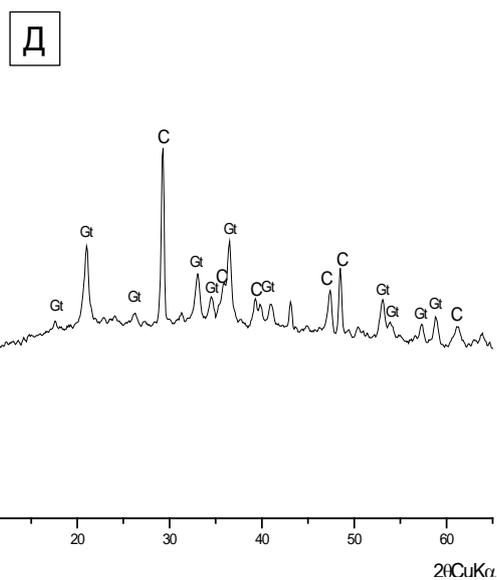
Фототаблица XII



Фототаблица XIII



Фототаблица XIV



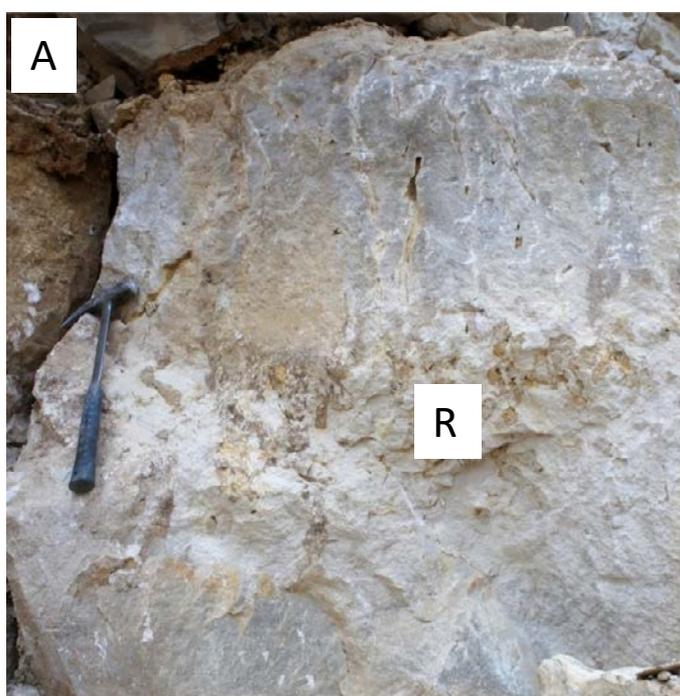
Фототаблица XV



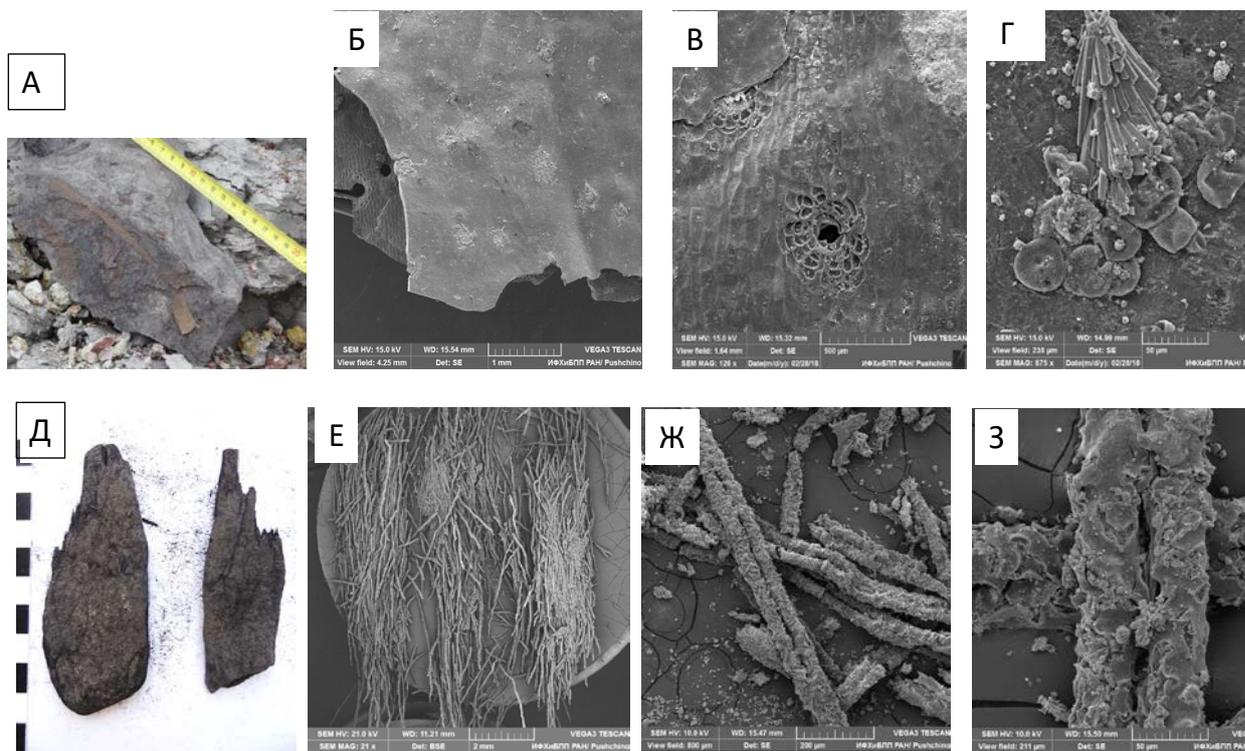
Фототаблица XVI



Фототаблица XVII



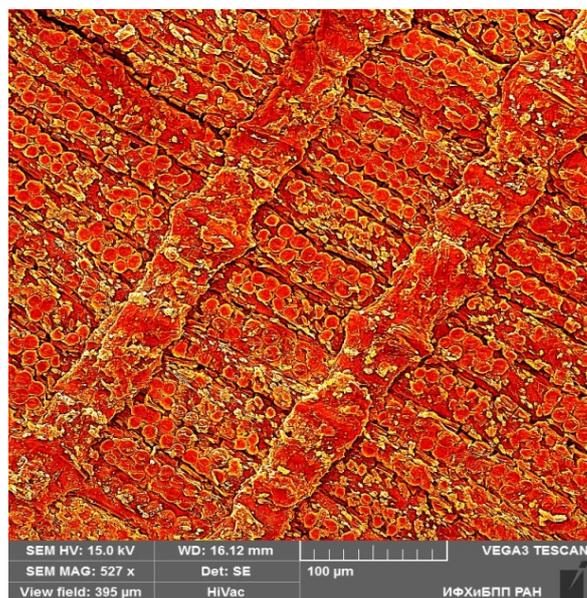
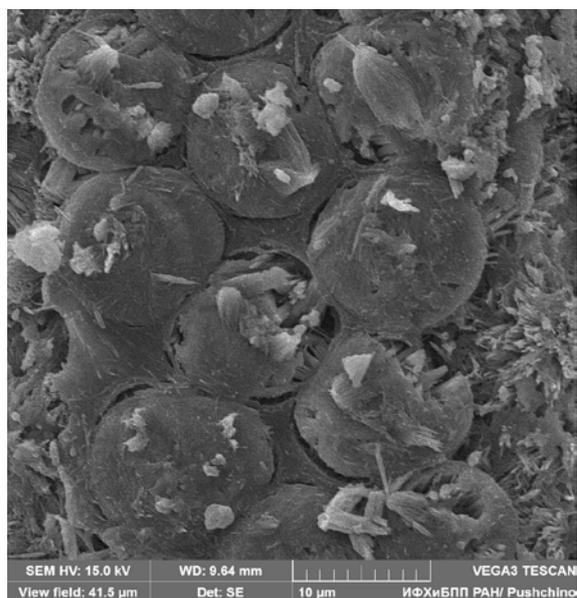
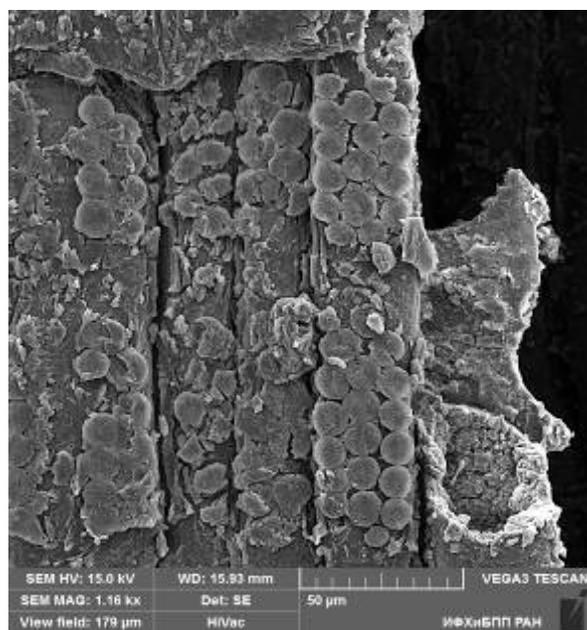
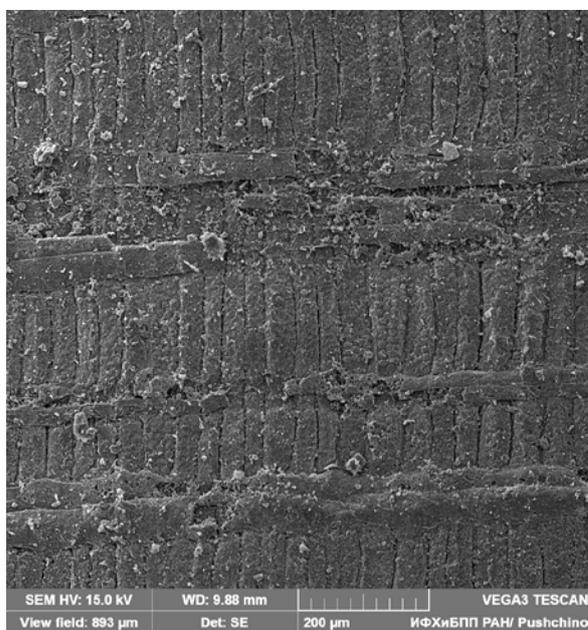
Фототаблица XVIII



Фототаблица XIX

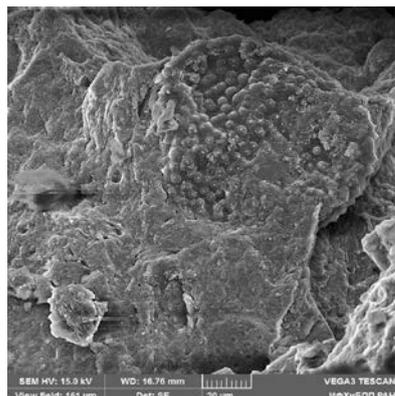
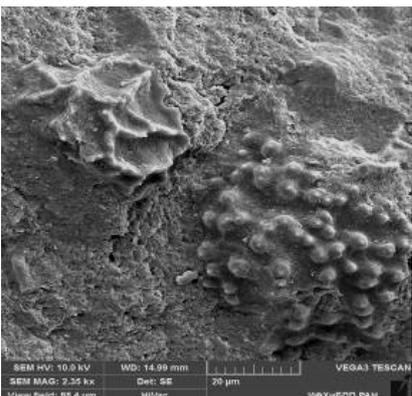
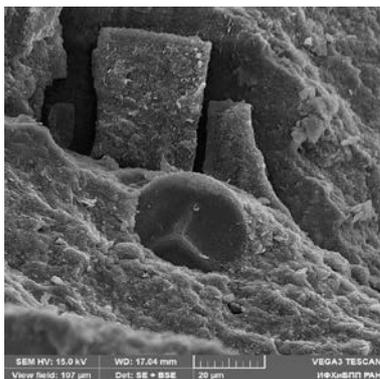
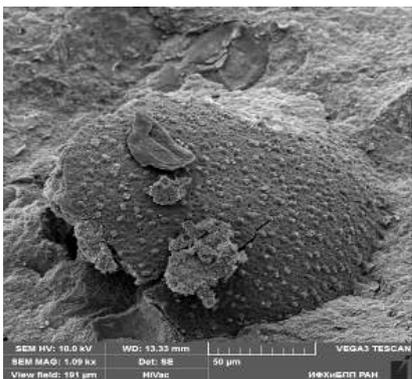


Фототаблица XX





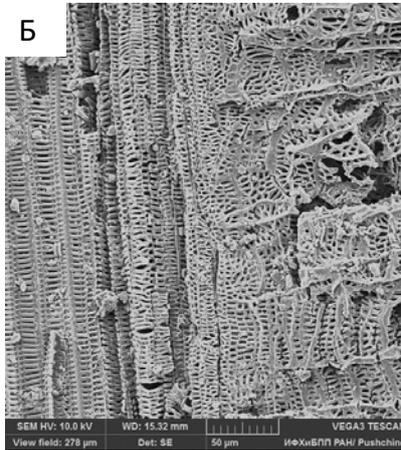




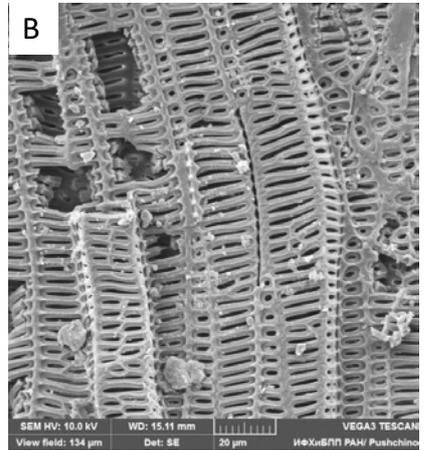
А



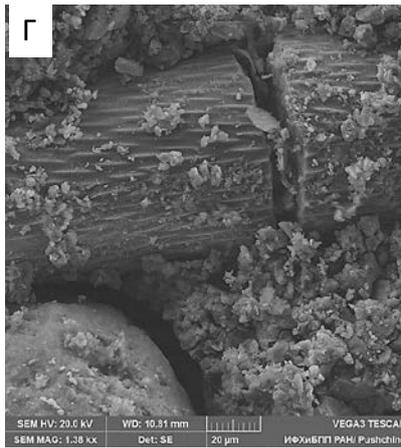
Б



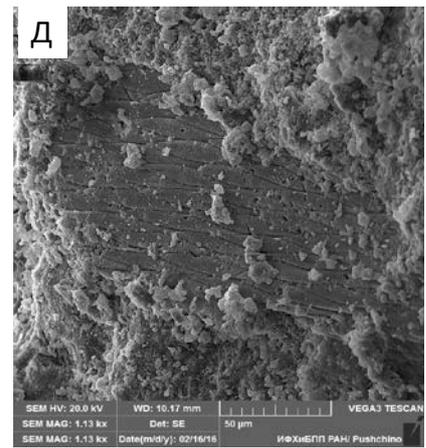
В

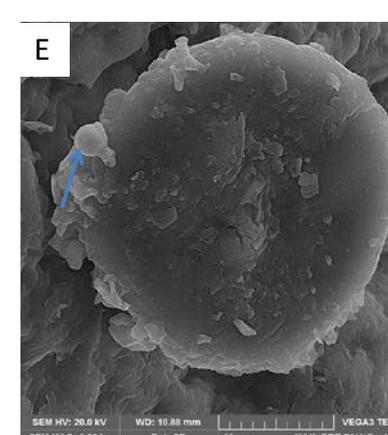
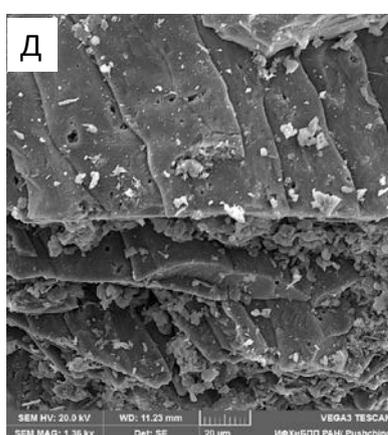
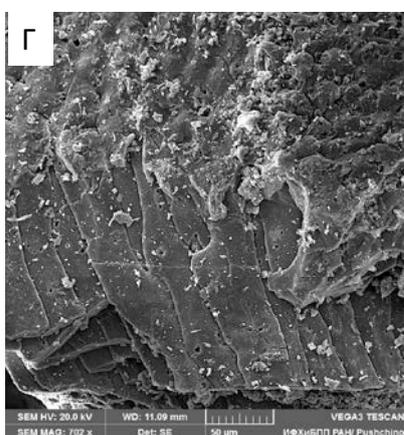
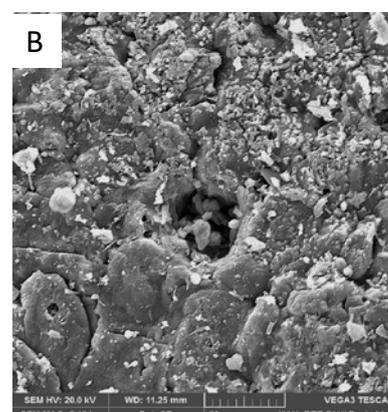
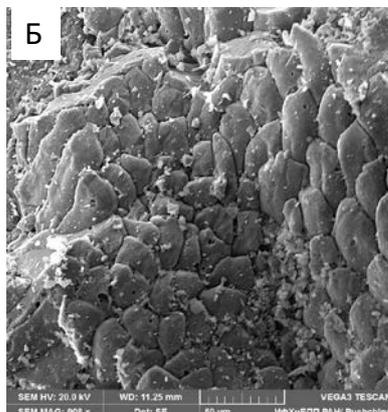
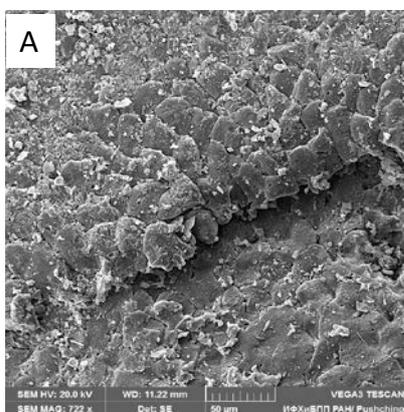


Г



Д





Перечень рисунков

Рисунок 1. Литолого-палеогеографические карты девона и карбона (по данным «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. Том 2. Девонский, каменноугольный и пермский периоды. Ред. В.Д. Наливкин, В.М. Познер. 1969. М., АН СССР. 70с.» с изменениями автора).

Рисунок 2. Схема возможных преобразований в палеопочвах (почвенный диагенез).

Рисунок 3. Находки палеопочв девонского периода на территории Лаврусии - палеопедологическая карта-схема (основа Cocks, Torsvik 2011):

1. Сложные педокомплексы. Катенарный парагенезис: латосоли (арджиллик оксисоли) плакоров, полугидроморфные арджиллисоли склонов, гистосоли пойм (Алексеева с соавт. 2012,2013, 2015; Алексеев с соавт. 2012; Alekseeva et al. 2013a, 2013b, 2014,2015, 2016).

1б Аллювиальные глеевые палеопочвы (Алексеев с соавт. 2013, 2017; Alekseev et al. 2018).

1в Латосоли, гистосоли (Стойленский ГОК) (Алексеева, Алексеев 2019).

1г Латеритные почвы с гидроморфным панцирем (плинтосоли) (Горностаевка) (Алексеев, Алексеева 2019).

2. Инсептисоли вторично глеевые на красноцветных и зеленоцветных отложениях (Шумилов, Мингалев 2009; Шумилов 2010, 2011; Shumilov 2014).

3. Умеренно и экстремально гидроморфные палеопочвы (Безносков с соавт. 2018).

4. Протосоли и кальцисоли на аллювиальных конусах выноса (Quast et al. 2006).

5. Райниевый черт – болотные палеопочвы (Kidston, Lang 1921).

6. Са-вертисоли (Brasier et al. 2014).

7. Са-вертисоли, пойменные палеопочвы на глинистых породах (Hiller et al. 2008).

8. Са-вертисоли (Driese, Mora 1993).

9. Гидроморфные болотные палеопочвы (Cressler 2006).
10. Гидроморфные болотные и прибрежные палеопочвы (Stein et al. 2007, 2012).
11. Энтисоли, инсептисоли, глеевые инсептисоли, вертисоли (Retallack 1985; Cox et al. 2001; Retallack, Huang 2011; Morris et al. 2015).
12. Прибрежные, аллювиальные (Griffing et al, 2000).
13. Протосоли, глеевые почвы, кальцисоли на аллювиальных отложениях (Williams et al. 1996; Williams, Krause 1998).
14. Камбисоль (Naugolnykh 2014).
15. Лагунные флювисоль, глейсоли, глеевый солончак (Narkiewicz, Retallack 2014).

Рисунок 4. Находки палеопочв нижнего карбона на территории Лавруссии - палеопедологическая карта-схема (основа Cocks, Torsvik 2011).

1. Аллювиальные энтисоли (Quast et al. 2006).
2. Энтисоли, инсептисоли, глеевые инсептисоли, вертисоли (всего 200 профилей) (Kearsley et al. 2016).
3. Серые почвы гумидного ряда, элювиально-иллювиальные, карбонатные (Феофилова 1972; Феофилова, Рекшинская 1973).
4. Торфяные (Феофилова, Левенштейн 1963; Феофилова 1975).
5. Энтисоли, инсептисоли, гистосоли, альфисоли, оксисоли, вертисоли (Kahmann, Driese 2008).
6. Гистосоли, флювисоли маршевые, маршевые сабхи семиаридного ряда, вертисоли с сезонным дефицитом влаги, аридные почвы, сподосоли, рендзины, каличе и кальцисоли семиаридного ряда, палюстринные комплексы (Kabanov 2004; Kabanov с соавт. 2012; Kabanov et al. 2013, 2014; Алексеева с соавт. 2016, 2017; Alekseeva et al., 2012, 2016a, 2016b; Kabanov 2017; Алексеева с соавт. 2018).
7. Кальцисоли и рендзина семиаридного и аридного ряда (Maes et al. 1989).
8. Гистосоли (Spinner 1969).

9. Гистосоли (Алексеев с соавт. 2017).

Рисунок 5. Находки палеопочв среднего-верхнего карбона на территории Пангеи - палеопедологическая карта-схема (основа Cocks, Torsvik 2011).

1. Аллювиальные протосоли, кальцисоли (Quast et al. 2006). 2. Вертисоли, кальцисоли (Rosenau et al. 2013). 3. Торфяно-болотная (DiMichele et al. 1996). 4. Торфяно-болотная (DiMichele et al. 2006). 5. Са-аржиллисоли, кальцисоли, гипсисоли - сезонно семиаридного – аридного ряда (Tabor et al. 2008).
6. Гистосоли, глеевые аржиллисоли, Са-аржиллисоли, глеевые почвы, вертисоли теплого гумидного климата (Tabor et al. 2008).
7. Торфяно-болотные (Lojka et al. 2009; Oplutil et al. 2009). 8. Слабоугленосные, элювиально-иллювиальные почвы засушливо-гумидного и засушливого климата (Феофилова 1972). 9. Безугольные, угленосные пестроцветные, красноцветные (Феофилова 1975).
10. Гистосоли, вертисоли (DiMichele et al. 2010; DiMichele 2014). 11. Гистосоли, Са-вертисоли (DiMichele et al. 2010, 2017; DiMichele 2014; Elrick et al. 2017). 12. Красные энтисоли, инсептисоли пустынного типа (Retallack et al. 2008). 13. Протосоли, Са-аржиллисоли, Са-вертисоли (Rankey, Farr 1997). 14. Гистосоли, протосоли, глеевые плинтиты, аржиллисоли, вертисоли, Фержиллисоли глеевые, кальцисоли, Са-протосоли (Gulbranson et al. 2015). 15. Гистосоли (торфяно-болотные), вертисоли сезонно влажные (Driese, Ober 2005). 16. Прибрежные сабхи с гипсом (сезонные тропики) (Falcon-Lang et al. 2011). 17. Гистосоли глеевые (Gardner et al. 1988). 18. Гистосоли, протосоли глеевые, вертисоли глеевые, Са-вертисоли, кальцисоли глеевые (Rosenau et al. 2013). 19. Са-Mg палыгорскитовые аридисоли, вертисоль (Kabanov 2003, 2005; Kabanov et al. 2010; Kabanov, Alekseev 2011).

Рисунок 6. Район и объекты исследования. Обозначения. Карьеры с отложениями девона : PV – Павловский (Шкурлатовский); LV- Ливенка и Горностаевка; МГОК – Михайловский ГОК (Железногорск); СТ – Стойленский ГОК (Старый Оскол).

Карьеры с отложениями нижнего карбона: ML – Малиновка, NG - Новогуровский; ZB - Заборье; PZ - Полотняный Завод; BR - Бронцы; ZM – Змеинка; MST- Мстихино; KG- Курагино. Карьеры с отложениями среднего/верхнего карбона: GOR – Горы; AF- Афанасьево; DUK – Дюкино; MS- Малый Студенец; KS – Касимов; АКТ –Акатьево.

Рисунок 7. Павловский карьер. Морские отложения девона: А - морские карбонатные конкреции (фото); Б - рентгендифрактограмма конкреции; В- строматолиты (онколиты) (фото); Г - рентгендифрактограммы онколита. Обозначения: К- каолинит, S – сидерит, Qz- кварц.

Рисунок 8. Павловский карьер. Рентгендифрактограммы слоистых морских отложений среднего девона. Обозначения К- каолинит, S – сидерит, Q- кварц, М - слюда, Chl- хлорит.

Рисунок 9. Расположение вулканических аппаратов в окрестностях г. Павловск на литолого-фациальной карте отложений ястребовской свиты (Рисунок 1 см. Бурдастых 2003).

Рисунок 10. Павловский карьер. Рентгендифрактограммы вулканических пород ястребовской свиты. Обозначения: 1-7 образцы пород; К- каолинит, Q – кварц.

Рисунок 11. Павловский карьер. ИК-спектры образца протерозойской коры выветривания (КВ) и образцов вулканических пород 1 и 5. На врезке – участок спектра образца КВ.

Рисунок 12. Павловский карьер. ИК-спектры образцов вулканических пород 2 и 3.

Рисунок 13. Павловский карьер. Вермикулярный каолинит из коры выветривания гранитов (данные СЭМ).

Рисунок 14. Павловский карьер. Результаты SHRIMP-II датирования цирконов, выделенных из вулканогенно-осадочных пород в кровле девона.

Рисунок 15. Павловский карьер. Результаты SHRIMP-II датирования цирконов, выделенных из вулканогенно-осадочных пород в подошве водораздельного педокомплекса.

Рисунок 16 . Павловский карьер гранитов: А- Точки отбора проб на юго-западной стенке карьера в ходе экспедиций 2010-2018 гг.; Б – рельеф поверхности

протерозойского гранитного фундамента по результатам бурения. Точками и номерами обозначены скважины (по данным Быков с соавт. 1975)

Рисунок 17. Павловский карьер гранитов. Точки отбора проб в 2014 и 2018 гг. На ке обозначено положение палеорула. Обозначения: 1 – выходы пород протерозойского фундамента; 2 – точки отбора 2018 года; 3 – точки отбора 2014 года.

Рисунок 18. Павловский карьер, юго-западная стенка карьера (фото лето 2014 г.): А - палеоруло (обозначено стрелкой) и расположение изученных педокомплексов: I- склоновый; II- водораздельный; III- пойменный. К- отложения сенманского и туронского ярусов верхнего мела; Б – фрагмент палеорула, заполненного туфом(фото); В- схематическое строение разреза в карьере Павловского ГОКа.

Рисунок 19. Карьеры нижнего карбона Подмосковного осадочного бассейна с обозначением изученных несогласий. Индексы несогласий по Kabanov et al. (2014).

Рисунок 20. Карьеры среднего и верхнего карбона Подмосковного осадочного бассейна с обозначением изученных несогласий. Индексы несогласий по Kabanov et al. (2014).

Рисунок 21. Павловский карьер. Схематическое строение педокомплексов (дано не в масштабе) и их привязка к древнему рельефу.

Легенда. 1 - серый аргиллит, богатый углефицированным детритом; 2 - пятнистый красно-серый аргиллит; 3 - туфопесчаники и тонко-зернистые конгломераты; 4 - зеленоватые туфиты; 5 - выветрелые охристые бокситоносные туфиты; 6 - фосфоритовые конкреции; 7 - сидерит-лимонитовые ризолиты : (а) тонкие, 1-3 мм; (b) до 3 см в диаметре, с толстыми концентрическими чехлами; 8 - крупные (> 2 см) углефицированные растительные фрагменты; 9 -фрагменты угля; 10 -обильный углистый детрит; 11 - сидеритовые конкреции; 12 - следы *Planolites*; 13 - слоистость: (а) диагональная; (b) горизонтальная; (с) комбинированная; 14 - сидерит-лимонитовые клинья; 15 - выветрелые вулканические лапилли и бомбы; 16 -седиментационные несогласия; 17 -брекчии, зеркала скольжения.

Рисунок 22. Павловский карьер. Склоновый педокомплекс. Базовые характеристики палеопочв ПП1-ПП4.

Рисунок 23. Павловский карьер. Склоновый педокомплекс. Минеральный состав валовых образцов палеопочв ПП1-ПП4 с указанием номеров слоев изученного педокомплекса (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: красный цвет - горизонты палеопочв, черный и синий – подстилающие/перекрывающие отложения. К- каолинит, G – гетит, Q – кварц, S- сидерит, H- гематит, It- ильменит.

Рисунок 24. Павловский карьер гранитов. Склоновый педокомплекс. ИК спектры валовых образцов ПП1, сформированной на переотложенной коре выветривания гранитов и ПП3, сформированной на туфо-песчанике. На врезке – участок спектра образца ПП1 демонстрирует высокую степень упорядоченности каолинита.

Рисунок 25. Павловский карьер гранитов. Склоновый педокомплекс. Минеральный состав илистой фракции ($< 2 \mu\text{m}$) палеопочв ПП1-ПП4 с указанием номеров слоев изученного педокомплекса (данные рентгеновской дифрактометрии, образцы насыщены Mg^{2+} , воздушно-сухие). Обозначения: красный цвет - горизонты палеопочв, черный – подстилающие/перекрывающие отложения. К- каолинит, G – гетит.

Рисунок 26. Павловский карьер гранитов. Склоновый педокомплекс. Выветривание зерен минералов в кровле ПП3 (данные СЭМ): А - полевой шпат; Б - зерно кварца с ориентированными лунками травления – свидетельство агрессивных условий выветривания.

Рисунок 27. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. Базовые характеристики палеопочв ПП1-ПП4.

Рисунок 28. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. Ризолиты - «клинья» из ПП1: А и Б - общий вид; В – материал заполнения - гетит (Gt) (данные рентгеновской дифрактометрии).

Рисунок 29. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. Минеральный состав валовых образцов палеопочв ПП1-ПП4 с указанием номеров слоев изученного педокомплекса (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: К- каолинит, Gt – гетит, Q – кварц, S- сидерит, Ht- гематит, Sm- смектит.

Рисунок 30. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. ИК - спектры валовых образцов ПП1, сформированной на переотложенной коре выветривания гранитов. На врезке – участок спектра образца слоя 1 демонстрирует высокую степень упорядоченности каолинита.

Рисунок 31. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. ИК - спектры валовых образцов ПП4, сформированной на вулканогенно-осадочных породах.

Рисунок 32. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс. Минеральный состав илистой фракции палеопочв ПП1-ПП4 (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: К- каолинит, G – гетит, А-анатаз, Q- кварц, Sm- смектит.

Рисунок 33. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс, ПП4. А - Б - Выветривание кристалла ильменита (данные СЭМ); В - химический состав в точке опробования.

Рисунок 34. Павловский карьер гранитов. Водораздельный педокомплекс, ПП4. Аутигенный анатаз. А - Б – изображение; В - химический состав в точке опробования; Г-Д – изображение; Е - химический состав в точке опробования (данные СЭМ).

Рисунок 35. Павловский карьер. Пойменный педокомплекс III. Схема строения комплекса по полевым описаниям 2013 года.

Рисунок 36. Павловский карьер. Пойменный педокомплекс. Базовые характеристики палеопочв ПП1-ПП4.

Рисунок 37. Павловский карьер гранитов. Пойменный педокомплекс. Минеральный состав илистой фракции палеопочв ПП1-ПП4 (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: К- каолинит, Q- кварц, Sm- смектит.

Рисунок 38. Карьер Змеинка. Палеопочва михайловского горизонта (уровень МН1-1): А - общий вид профиля; Б- минеральный состав илистой фракции (данные рентгеновской дифрактометрии, Mg^{2+} - насыщенные, воздушно-сухие образцы). Номера слоев соответствуют колонке на Рисунке 45А (черная линия – профиль палеопочвы, красная – перекрывающие отложения). Условные обозначения: Sm-

сметит, Pal - палыгорскит; К – каолинит, С- кальцит; В - изотопный состав С карбонатов в профиле ПП и перекрывающем морском известняке.

Рисунок 39. Разрез карьера Бронцы с обозначением положения изученных несогласий.

Легенда: 1- известняк; 2- аргиллит; 3- доломитовый известняк; 4- мергель; 5- битуминозный мергель; 6- палеопочва: глина со сликенсайдами и корневыми ходами; 7- известняк закарстованный и брекчированный; 8- пески и песчаники; 9- черный «ризоидный» известняк; 10- сланцы; 11- нодули цементации «веневского» типа; 12 - фитокарстовые трубки; 13- каверны растворения; 14- стигмария; 15- моллюски брахиоподы; 16- следы зоофисос; 17- растительные остатки; 18- углистые прослои; 19- кремни.

Рисунок 40. Карьер Бронцы. Некоторые аналитические характеристики изученных несогласий: А - распределение фракции < 2 мкм в профилях (%); Б - распределение Fe₂O₃ в профилях (%) (данные XRF); В - распределение карбонатов в профилях (%); Г - изотопный состав углерода карбонатов ($\delta^{13}\text{C}$, ‰); Д - распределение геохимического индекса CIA-K; Е - распределение содержания Ga * 10⁻³ (%).

Рисунок 41. Минералогический состав палеопочв нижнего карбона в карьере Бронцы: А - уровень AL, фракция < 2 мкм, Mg- форма образцов. Слои 2 и 3 – палеопочва, слои 1 и 4 подстилающие и перекрывающие известняки; Б - палеопочва уровня КНУ. 1- валовой образец, 2- фракция > 2 мкм, 3- фракция < 2 мкм, Mg- форма образца. Обозначения: см- смектит, кл- каолинит, л- лепидокрокит, кв- кварц, г- гетит, к- кальцит.

Рисунок 42. Карьер Полотняный завод. Минеральный состав илистой фракции (образцы насыщены Mg²⁺, воздушно – сухие) педокомплекса в подошве КНУ (данные рентгеновской дифрактометрии): слои 29/1 и 29/2 – ПП1, слои 29/3 и 29/4 - ПП2. Обозначения: Sm- смектит, К- каолинит, G- гетит, С- кальцит.

Рисунок 43. Карьер Полотняный завод. Изотопный состав С карбонатов отложений уровня КНУ.

Рисунок 44. Обобщенная схема формирования отложений, слагающих несогласие уровня КНУ.

Легенда: 1 – известняк; 2 – глина; 3 – мергель болотный; 4 – палеостринный комплекс; 5 – стигмария; 6 – ризоиды/корни; 7 – Fe-конкреции; 8 – брекчированная поверхность известняка; 9 – карст; 10 – поверхность субаэральной экспозиции без признаков почвообразования; 11 – поверхность палеопочвы; 12 – мангровая растительность; 13 – прослой углей; 14 – номер слоя; 15 – этап формирования несогласия. Схема дана не в масштабе.

Рисунок 45. Карьер Малый Студенец. Палеопочва MS-I в кровле каширского горизонта (московский ярус среднего карбона). А - фото несогласия. К - нижний горизонт кремней; Б - рентген-дифрактограммы илистой фракции (Mg²⁺-насыщенные, воздушно-сухие образцы), нумерация дана в соответствии с ок 46А. Обозначения: smectite - смектит, Pal - палыгорскит, quartz – кварц; В- морфология зерен кварца из слоя 10 (данные СЭМ).

Рисунок 46. Карьер Горы. Палеопочва в кровле васькинской свиты подольского горизонта московского яруса среднего карбона (т.н. Сенницеручейская палеопочва). А - фотография с нанесенными номерами горизонтов опробывания; Б - схематическое строение педокомплекса.

Рисунок 47. Карьер Горы. Минеральный состав валовых образцов (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: Pal - палыгорскит; Qu- кварц; Calc- кальцит. Остальные обозначения см Рисунок 46.

Рисунок 48. Карьер Горы. Минеральный состав илистой фракции (данные рентгеновской дифрактометрии, Mg-насыщенные, воздушно-сухие образцы). Обозначения: Pal - палыгорскит; Sep- сепиолит; Qu- кварц; Calc- кальцит. Остальные обозначения см Рисунок 46.

Рисунок 49. Карьер Горы. Морфология палыгорскита: А - уровень Ts, слой 7/4; Б- В – уровень Ti, слой 7/5 (данные СЭМ).

Рисунок 50. Карьер Горы. Базовые характеристики педокомплекса.

Рисунок 51. Карьер Касимов. Палеопочва конебровского несогласия (мячковский горизонт) московского яруса: А - Б – вид несогласия с указанием номеров слоев; В - минеральный состав илистой фракции (Mg- насыщенные воздушно-сухие образцы). Обозначения: Sm- смектит; Pal- палыгорскит; Qu-кварц.

Рисунок 52. Циклотемы и несогласия московско-касимовского интервала (по данным Кабанов, Варанова 2007 с добавлениями).

Рисунок 53. Павловский карьер. Склоновый педокомплекс. Строение ископаемого корня из кровли ППЗ. А - фото шлифов; Б- схема строения. Слева вверху – поперечное сечение; слева внизу – общий вид; справа – продольное сечение. Сокращения: CS – центральный проводящий пучок; PR – запасающая паренхима первичной коры; SCR – вторичная кора; IEx – внутренняя экзодерма; EEx – внешняя экзодерма. Длина масштабной линейки – 1 см (см. Наугольных 2015).

Рисунок 54. Павловский карьер. Ризоконкреция из ПП2 склонового педокомплекса: А- конкреция, сложенная ризолитами и покрытая глинистой кутаной («рубашкой»); Б- конкреция в разрезе, где видны пучки корней; В – минеральный состав конкреции (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: G- гетит, S - сидерит.

Рисунок 55. Павловский карьер. Химический состав петрифицированных ризолитов девона (номера ризолитов и их характеристика даны в Таблице 7).

Рисунок 56. Павловский карьер. Изотопный состав С и О сидерита почвенной массы (ПП) и ризолитов.

Рисунок 57. Химический состав ризолитов из палеопочв нижнего карбона. Номера и характеристика ризолитов даны в Таблица 7.

Рисунок 58. Ризолиты - ризокреции в кальцисоли уровня BU (VN2) в карьере Бронцы. Формирование ризокреций при участии эндомикоризы. А-Б- сохранение структуры тканей корня; В-Г споры микоризных грибов; Д- новообразованный каолинит вермикулярного типа в ризосфере – микрофотографии и его химический состав (данные СЭМ); Е- схематическое изображение строения эндомикоризы.

Рисунок 59. Каналы – пустоты в «черном ризоидном известняке» (уровень КНУ) в карьере Полотняный завод: А – общий вид шлифа; Б-В - корневые волоски петрифицированы гетитом с сохранением структуры тканей (данные QEMSCAN® 650F and High Resolution BSE imaging).

Рисунок 60. Изотопный состав углерода карбонатов в ризолитах из палеопочв нижнего карбона и вмещающей почвенной массы. Номера и характеристика ризолитов даны в Таблица 7.

Рисунок 61. Палеопочвы нижнего карбона в карьере Бронцы. ^{13}C ЯМР спектры органического вещества в составе илистой фракции материала органогенного горизонта палеопочв на терригенных породах: А) уровень AL; Б) уровень MLU; В) уровень KNU; Г) уровень BU (VN2). Положение полос на спектрах (химический сдвиг) здесь и далее дано относительно тетраметилсилана.

Рисунок 62. Палеопочва среднего карбона в карьере Горы. ^{13}C ЯМР спектр органического вещества в составе илистой фракции.

Рисунок 63. Спектры ^{13}C ЯМР: А - препарат гуминовой кислоты, выделенной из чернозема (Воронеж) - 1ГК, Б - комплекс монтмориллонит + 1ГК; В - комплекс палыгорскит + 1ГК.

Рисунок 64. ИК-спектр палыгорскита и его комплексов с препаратами гуминовых кислот: а) – с 1ГК; б) – с 2 ГК; в) – с 3 ГК.

Рисунок 65. Вторая производная ИК- спектров палыгорскита и его комплексов с гуминовыми кислотами: А - с 1 ГК; Б – с 3ГК.

Рисунок 66. Спектр ^{13}C ЯМР керогена «лобатовых» глин (стешевский горизонт серпуховского яруса нижнего карбона).

Рисунок 67. Количественные реконструкции величины среднегодовых осадков (МАР) и среднегодовой температуры (МАТ) карбона для изученной территории Московской синеклизы. Обозначения возраста палеопочв (уровней несогласий): AL - алексинский горизонт; MLU – «Малиновское несогласие» на границе алексинского и михайловского горизонтов; МН1 , МН1-1 МН2 - несогласия михайловского горизонта; КНУ – «Холмское несогласие» в кровле михайловского горизонта; VN1 и VN2 – несогласия веневского горизонта (комплексное несогласие «Барсуки» - BU); MU – «Муратовское несогласие»; FU – «Форинское несогласие»; DU – «Дашковское несогласие»; MS-1 – «Новоберезовское несогласие» в карьере Малый Студенец; SC – «Сенницеручейское несогласие» в карьере Горы; KB-верхнее «Коневборское несогласие» в карьере Касимов; DK – несогласие в

Гжельском горизонте в карьере Дюкино (см Рисунки 19 и 20) (Kabanov 2003; Kabanov et al. 2010; Alekseeva et al. 2016; Алексеева с соавт. 2018).

Рисунок 68. Отложения углей, эвапоритов и тиллитов на территории континентальной Земли в девоне и карбоне. N- размер выборки (фрагмент Fig. 9 Cao et al. 2018).

Рисунок 69. А – Атмосферное давление CO₂ Земли в фанерозое – сравнение данных моделирования и реконструкции с использованием комплекса показателей; В – С - распространение ледников на территории Земли в фанерозое (см Fig. 2. Royer et al. 2004).

Перечень таблиц

Таблица 1. Сопоставление палеопочвенной классификации Г. Мака (Mack et al. 1993) и Soil Taxonomy (1975, 1978) (перевод Таблицы 1 из статьи Kraus (1990) с поправками автора).

Таблица 2. Геохимические показатели преобразованности материала и палеоклиматические индексы (Nesbitt, Young 1982; Retallack 2001, 2003; Sheldon et al. 2002; Sheldon, Tabor 2009; Калинин с соавт. 2009; Калинин, Алексеев 2011; Gallagher, Sheldon 2013; Алексеев с соавт. 2019а и б).

Таблица 3. Химический состав вулканических пород ястребовского горизонта из разных точек опробования на юго-западной стенке Павловского карьера.

Таблица 4. Изученные палеопочвы раннего карбона.

Таблица 5. Величины геохимических индексов для Акульшинского палеостричного комплекса (АПК) и палеопочв 1 и 2 (ПП1 и ПП2) (уровень КНУ) в карьере Полотняный завод.

Таблица 6. Базовые характеристики верхних частей профилей палеопочв в подошве Акульшинского палеостричного комплекса (ПП1 – нижняя палеопочва 1, ПП2-верхняя палеопочва 2) (уровень КНУ) для изученных карьеров

Таблица 7. Изученные ризолиты из палеопочв среднего/верхнего девона и нижнего карбона: место отбора, морфологические характеристики, вещественный состав.

Таблица 8. Характеристика захороненного органического вещества в илистой фракции некоторых палеопочв карбона. Обозначения: C_{org} – органический углерод, ГК - гуминовые кислоты; ФК - фульвокислоты; См - смектит; К - каолинит; Хл - хлорит; Пал - палыгорскит.

Приложение I

Карьер Павловского ГОКа. Морфологическое описание отложений девона на юго-западной стенке карьера (дано снизу вверх). Сводное описание по результатам экспедиционных работ 2010 - 2018 гг.

Отложения девона в нижней части на границе с протерозойским фундаментом представлены прибрежно - морскими отложениями старооскольского горизонта. Выше несогласно горизонтально залегают неморские ардатовские и далее - ястребовские отложения.

Прибрежно - морские отложения развиты повсеместно. На юго-западной стенке они подстилают водораздельный педокомплекс, а также формируют днище палеоруслы. Они представлены горизонтально залегающими осадками - переслаиванием глинистых сланцев, тонкозернистого песчаника и слоями, сложенными карбонатными конкрециями (сидеритом). На основании находок морской фауны (брахиоподы, фрагменты панцирных рыб, ругозы и другие кораллы) отложения отнесены к старооскольскому горизонту живетского яруса. В этой части колонки обнаружен горизонт, сложенный крупными (7-10 см в диаметре) онколитами. Отложения кровли морских отложений размыты и, как правило, обогащены обугленным растительным детритом.

Склоновый педокомплекс I. Опорный разрез PV11, пикет 1.

Координаты:

СШ 50°22'59.0"

ВД 40°13'14.3''

Слой 1. Воробьевско-ардатовский. Аргиллит сизо-серый, с обильным углистым детритом хорошей сохранности размером в основном не более 5 мм. Кровля четкая, гематитизирована по фронту окисления. Видимая мощность 10 см.

Слой 2. Воробьевско-ардатовский. Аргиллит кусковатый, прослоями довольно прочный, окрашен в яркие цвета: внизу 0.2 м ярко красной окраски (гематит), выше окраска пятнистая с гематитовыми пятнами размером 1-20 см и глеевым светло-сизым матриксом. С кровли слоя в верхние 0.3 – 0.4 м внедряются ярко охристые прожилки лимонита-сидерита, а также обохренные плоскости отдельности. Углистый детрит в основном не сохраняется. Развиты зеркала скольжения. Кровля эрозионная. Мощность 90 см.

Слой 3. Ястребовский (этот слой и все вышележащие). Гравелит и конгломерат мелкогалечный (≤ 1 см, редко до 2 см) пиролитокластический, с преобладанием уплощенных галечек аргиллита бурого, с мергелеподобной серой связующей массой. Также много галек кристаллических. рудные черные блестящие и яйцевидные, лимонитизированные. Многие гальки практически слиты с вмещающим матриксом. Зернистая структура нормально-градационная, до песчаника в кровле. Окраска пятнистая красная и глеевая, сходная со слоем 2, причем в гематитовых пятнах сохранность литокластов хуже. Встречаются охристые вертикальные и наклонные прожилки и охристые же трубчатые структуры. Мощность 23 см.

Слой 4. Порода сизая, мергелевидная, с линзочками туффита (песка пирокластового), богатого блестящими рудными зернами, с обильными кучерявыми желваками сидерит-лимонита легкого, высокопористого. В желваках структура бобовая (пизолитовая), часто разложена в бесструктурную порошковую массу с более твердыми коричневыми прожилками. Ядра бобовин часто твердые темно-коричневые (сидеритовые?), оболочки лимонитовые. Сидерит-лимонитовые массы в виде желваков (первичные лапилли и бомбы?) и наложенных (педогенных?) прожилков составляет 30-40% объема породы, распределен неравномерно: уровень 1 - охристые желваки в 0.05 м выше подошвы; уровень 2 – интервал, обогащенный охристыми желваками ($>50\%$ от объема породы) в 0.3-0.8 м выше подошвы; уровень 3 – горизонт в кровле с отчетливо бобовыми

сливающимися желваками, составляющими до 70% породы. Вмещающая мергелевидная порода похожа на суглинок (рассеянные зерна), трещиноватая, рассыпчатая, с мелкобрекчиевой отдельностью, подчеркнутой обохренными плоскостями. Пятна гематита присутствуют в малом количестве. Подошва согласная, по переходу от песчаной к мергелевидной структуре. В кровле линзы туффита песчаниковидной структуры. Мощность 115 см.

Слой 5. Аргиллит серый, слоистый, красноватый за счет наложения тонких сетчатых прожилок и полос гематита; слоистость подчеркнута крупными углистыми остатками – игловидными фитолеймами и фрагментами древесины. Кровля по появлению сидерит-лимонитовых включений, возрастанию зернистости (суглинковидная порода) и трещиноватости. Мощность 10-15 см.

Слой 6. Туфопесчаник мелкозернистый, с плотным мергелевидным матриксом, внизу массивный, вверху (в кровле) отчетливо полого-слоистый, со спекшимися зонами, с крупными (до 20 см) желваками и прожилками рыхлого лимонит-сидерита. В верхней части слоя местами много охристых наклонных трубочек диаметром до 3 мм, очевидно корневых. Кровля четкая, отделяется от подошвы слоя 7 более светлой окраской. Желваки сидерит-лимонита редко имеют бобовое строение. Мощность 25 см.

Слой 7. Туфопесчаник зеленовато-серый, косослоистый (с мультислойной кривой слоистостью), в подошве – туф спекшийся сильно обохренный, с обильными сидерит-лимонитовыми желвачками (первичными лапиллями?) в основном бобового строения диаметром до 3 см. охристые желваки составляют около 50% породы. Выше по слою охристых желвачков становится меньше (около 10%), участками они отсутствуют. От кровли вниз спускаются пучки железистых ризокреций. Кровля ровная, четкая. Мощность 20-25 см.

Слой 8. Аргиллит в основной толще однородный, серый, в нижних 0.2-0.3 м с линзами туффита зеленовато-серыми, с обильными крупными остатками растений, складывающимися линзы углей. В туфе встречаются обугленные

матовые фрагменты растений, очевидно обугленные фрагменты древесины. Линзы обогащения туфа и туфом и тонкие туфоконгломераты присутствуют по всему слою. В 0.8 м и 0.9 м выше подошвы два тонких горизонта сидеритовых конкреций. В кровле аргиллит чешуйчатый, рассыпчатый. Мощность 160 см.

Слой 9. Аргиллит с линзами алевролита. Порода первично серая, но окисленная, с полосчатой гематитизацией, в кровле мелко трещиноватая, по поверхностям трещин обохренная, что придает слою рыжеватый цвет. Углистый детрит в основном не сохранился. Мощность 20 см.

Слой 10. Порода мергелевидная, желтовато-сизая, мелкотрещиноватая, с обильными (30-40%) сидерит-лимонитовыми желваками, очень похожа на слой 4. Подошва по массовому появлению охристых желваков. Охристые желваки представляют собой как перевичные бомбы и лапилли, так и охристые зоны выветривания. Мощность 40-45 см.

Слой 11. Туфопесчаник м/з, в подошве м-с/з, с рудными и шпатовыми зернами. Матрикс мергелевидный, очень светлый, вероятно выветрелый. Развиты субвертикальные прожилки коричневого яснокристаллического минерала. Мощность 25 см.

Слой 12. Туффит коричневый, выветрелый, преимущественно пизоидного строения с пустыми (выветрелыми) бобовинами. Матрикс бурый, красноватый, в плотных пятнах зеленоватый. Мощность 50 см.

Слой 13. Конгломерат из галек разного происхождения, преимущественно фосфатизированные фрагменты из ястребовских туфопесчаников, с песчано-меловым матриксом – подошва сеноманского яруса мела.

Водораздельный педокомплекс II. Опорный разрез PV13- 4.

Координаты

СШ 50° 22`54.5 ``

ВД 40 ° 13 ` 19.7 ``

Описание дано снизу вверх.

Слой 1 - аргиллит опесчаненный, влажный, толсто плитчатый. Основная масса темно-серая, по поверхностям отдельностей – ожелезнение, есть прослой более опесчаненные до легкого суглинка. χ 14.5. Находки фауны очень редки. В частности, найдена раковина аммонита. В кровле слоя – обильно органический углефицированный детрит. Мощность 0.5 м.



Слой 2 - серый аргиллит, верхняя часть слоя прокрашена гематитом. χ 14.1. Мощность около 10 см.

Слой 3 - аргиллит с рыжими клиньями и гематитом. В нижней части (10 см) глина серая разбита трещинами на угловатые отдельности, по граням они прокрашены гематитом. От кровли данного слоя на глубину 20-30 см уходят «клинья» шириной 3-4 см. клинья заполнены охристым рыхлым материалом. Внешняя поверхность клиньев покрыта кутанами глинистого материала серого цвета местами с бордовым. Толщина кутан до 2 мм. Глина кутан ориентирована вертикально вниз. Встречаемость: на 1 м стенки видны до 6 клиньев, расположенных нерегулярно. Мощность 40-45 см.

Образцы:

Слой 3/1 основная масса слоя между клиньями (серая с гематитом)

Слой 3/2 материал клиньев – заполнение и кутаны

Слой 3/3 верхние 3-4 см слоя – глина опесчаненная, рыхлая.

$\chi = 0.4$

Верхняя граница слоя 3 волнистая.

Слой 4 - несогласно залегает на слое 3, рыжий слой состоит из крупных кусков материала с ооидами, между которыми имеются прослойки глины. Здесь был найден 1 корень. χ 0.6-0.8. Мощность 20 см.

Слой 5 – аргиллит, разбит на (содержит) конкреционные образования состоящие из охристого материала с ооидами, внешняя часть их покрыта «рубашками» (кутанами) серой глины. Размеры конкреций до 5 см. эти образования словно утопают в массе серой глины. В кровле слоя 5 множественные корнеподобные образования в виде пучков корней, объединенных в конкреции размером 3-5 см, в «рубашке» из глины. Найден тонкий корешек . Мощность 27-30 см.

Слой 6:

Слой 6/1 – нижние 20 см - массивный рыжий слой материала с крупными ооидами.

Слой 6/2 – верхние 10 см слоя 6 разбиты на отдельные, поверхность которых покрыта кутанами серой глины – шубки. Общая мощность 30 см.

Слой 7 - серая глина с вертикально-ориентированными зонами ожелезнения – множественными. Масса мелкопластинчатая, пластинки – первые мм. Локально в данном слое обнаружены корни диаметром до 1 см, короткие, с полостью внутри, часто внутри имеются кристаллы (сидерит?). Часто корни сплюснутые. В верхних 20 см этого слоя имеются конкреции крупные (до 7 см), покрытые кутанами серой глины. Конкреции округлые, уплощенные, очень плотные, колкие, не вскипают, не состоят из ооидов.

В данном слое в разрезе оползня (PV13-4a) обнаружены корни с диаметром 1-1.5 см, залегающие горизонтально. Мощность 50 см.

Слой 8 - очень плотный, как кора, серо-бордовый ожелезненный, лежит на неровной поверхности кровли слоя 7. слой 8 не выдержан по простиранию, местами выклинивается. Мощность 8-10 см.

Слой 9 - светло серый плитчатый опесчаненный на вид, в серой массе имеются включения от 2-5 до 10 см охристого материала, оолитового строения. Здесь в верхней части слоя обнаружены корневые трубки диаметром до 1 см вертикально ориентированные. Имеются отдельные включения органического детрита. Мощность 10-15 см.

Отобрано:

9/1 - основная масса

9/2 – оолитовые включения.

Слой 10 - охристо –серый суглинок с включениями оолитового материала. Похож на слой 9, но концентрация оолитовых включений выше. Имеются ожелезненные натечные формы. В данном слое в точках 4а, 4b, 4с) найдены корни и фрагменты древесины. Мощность 10 см.

Слой 11 - песчаник (плитчатый аргиллит) серый чистый, плотный однородный. Бронирует слой 10. Мощность 1-3 см.

Слой 12 - кровля девона, оолитовый материал, в нем – включения древесины. На его кровле – отпечатки растений. Материал на вид сильно выветрелый. Мощность до 40см.

Далее - подошва сеноманского яруса мела.

Пойменный педокомплекс III.

Разрез PV13-5. Обнажение на дне палеорусла.

Координаты

СШ 50° 23`08.5 ``

ВД 40° 13` 04.5 ``

Слой 1. Слой водонасыщенный, темно- серый, плотный массивный, ожелезнен, разбит крупными трещинами на блоки. Мощность видимая (ниже осыпь) – 50 см.

Слой 2. Более опесчанен, плотный, массивный. Залегание горизонтальное. Разбит на блоки. На поверхностях блоков пленки 2-3 мм коричневатые. На свежих сколах цвет светло-серый. Мощность 15 см.

Слой 3. Глинистый, трещиноватый. Кровля неровная. Трещинами разбит на мелкие угловатые оскольчатые отдельности, темно – серый, слой водоносный. Мощность 2-5 см.

Слой 4. Охристый, неоднородно окрашен, суглинистый, охристые пятна – конкреции (?). В целом материал неоднороден по цвету и текстуре. Материал размокший. Возможно, представляет собой нижнюю часть ПП, верх которой денудирован. В верхней части органический детрит- мелкий, углистый. Мощность 10-25 см.

Слой 5. Слоистый, темно-серый, опесчаненный аргиллит, переслаивается с органическим детритом, содержание которого нарастает кверху, здесь формируются конкреции пирита в форме шариков разного размера. Мощность 10-15 см.

Слой 6. Органический – представляет собой смесь крупных органических фрагментов, углефицированных, сцементированных пиритом в крупные тяжелые конкреции. Слой состоит из таких образований (слой органических конкреций). В этом слое – обильно фитолеймы орестовии. Она сосредоточена в глинистых прослоях, заполняющих пространство между конкрециями. Мощность 5-8 см.

Слой 7. Аргиллит серый, слоистый, с прослоями органического детрита. Мощность 10-15 см.

Слой 8. Тонкослоистый, насыщен органикой. Слой 7 переходит плавно в сл 8 по увеличению концентрации ОВ. Здесь встречаются фитолеймы орестовии (немного). Мощность 2-3 см.

Слой 9. Массивный аргиллит, темно-серый, имеются прослои тонкие до 2 мм с ОВ в виде детрита и отпечатков. Мощность 8-10 см.

Слой 10. Органический, особенно на контакте со слоем 9, но и в пределах всего слоя обильно фитолеймы орестовии в виде бурых эластичных листиков. Здесь встречаются редко крупные конкреции пирита. Помимо орестовии есть остатки и других растений. Мощность 2-4 см.

Слой 11. Серый аргиллит, Насыщен углефицированным органическим детритом. Слой разбит трещинами вертикальными и горизонтальными. Здесь горизонтально

вклинивается крупный фрагмент древесины , частично углефицированный, частично пиритизированный. Мощность 15-30 см.

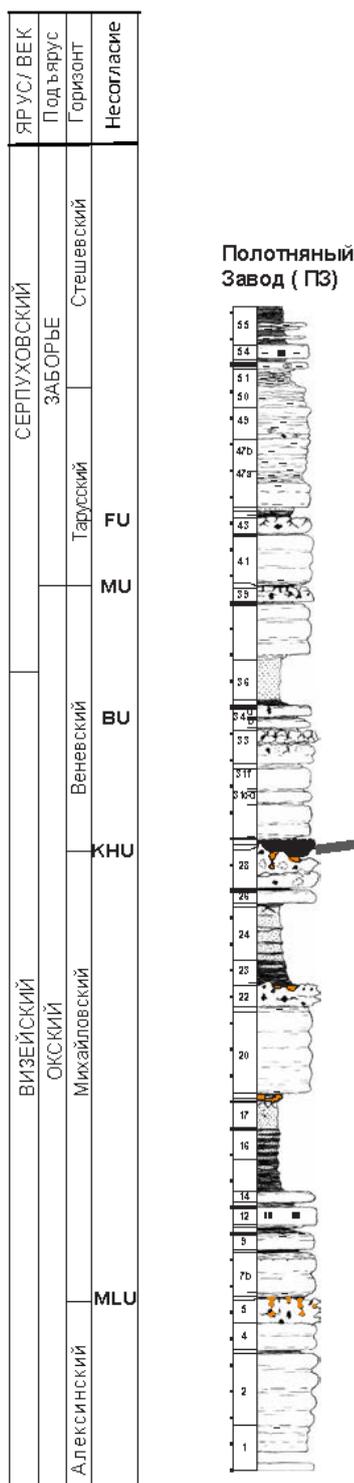
Слой 12. Туф, в нем - слой с вулканическими бомбами, крупными, до 30-40 см с диаметре. В туфе встречаются фрагменты горелой древесины, разного размера, включая и крупные стволы. Видимая мощность 3-4 м.

Приложение II

Карьер Полотняный завод, Калужская обл.

Сводное описание несогласий (палеопочв) по экспедициям 2012, 2013 и 2014 гг.

Описания даны снизу вверх.



Уровень MLU (слои 5-6)

Координаты:

СШ 54 ° 43` 07.28``

ВД 35 ° 58` 49.27``

Известняк с закарстованной и брекчированной кровлей. Карст проникает на глубину до 90 см от кровли. Перекрыт слоем глины 15-20 см. Она слоисто-плитчатая, местами с углистыми прослоями. Перекрыта слоем мергеля (0-15 см), в нем в верхней части крупные брахиоподы («мостовая»). Дополнительно взят образец брекчии из кровли ПП.

Общая мощность 120 см.

Уровень МН1(слои 9-10)

Координаты :

СШ 54 ° 43` 10.37``

ВД 35 ° 58` 46.04``

Слой 1. Глина под слоем известняка (слой 9): плитчатая, влажная. С развитым ожелезнением, конкрециями, неоднородно окрашенная. На границе с известняком глина сильно ожелезнена, в кровле ее – конкреции. Основная масса: 10 YR 6/3, пятна 10 YR 5/6.

Слой 2-1, низ известняка слоя 9 (20 см выше слоя 1).

Видны отдельные аппендиксы стигмарий, таким образом, они пронизывают всю толщу слоя 9 до подстилающей глины.

Слой 2-2 – центральная часть известняка слоя 9, на ней лежит толща «стигмариевая» - по-видимому, синлитогенная ПП, где накопление осадка и его преобразование шли параллельно. Граница между слоями 2.1 и 2.2 - признаков карста не видно (доп. см описание в Приложении IV). Мощность 20-40 см.

Слой 2-3 (это верх слоя 9). Это слой тел стигмарий, ожелезненный, переломанный, смятый. Мощность 20 см.

Слой 3 (слой 10а колонки): разбит на 2 части:

Низ, слой 3-1- мергель с прослоями глины, глина углистая (линзочки), вскипает, похожа на подстилку, с зонами ожелезнения и углистыми, Mn?. Есть раковины, местами – «залежи» раковин, брахиоподы в прижизненном положении. Мощность 20 см.

Слой 3-2 (слой 10b колонки)- глина (“topclay”?), над ней – плита известняка слоя 11 – стигмариевый «сад» - темно серая, в ней встречены одновременно со стигмариями также и кораллы, и брахиоподы. Глина ожелезненная, видны сликенсайды, углистые остатки по поверхности блоков. Мощность 5 см.

Общая мощность 85 см.

Тот же уровень. Описание 2013 г.

Координаты

СШ 54 °43` 19.0``

ВД 35 °58` 74.2``

Состоит из двух пачек известняка, каждая из которых венчается несогласием.

Нижняя пачка, базируется на известняке с коралловым рифом. Его кровля осветлена, зарощена корнями (аппендиксами стигмарий). Корни уходят на глубину около 30 см, но максимальная их концентрация отмечается в верхних 5-10 см от кровли. По ходам корней отмечается ожелезнение. Карст не развит. Перекрыт плитчатым слоистым горизонтом – мергелем, мощностью до 3 см. Выше – слоистая глина, мощностью 3-5 см.

Это несогласие в другой стенке карьера (новая часть карьера) представляет собой мергель плитчатый с множеством спрессованных тел стигмарий – отпечатков.

Выше известняк массивный, без карста, мощность 40 см. кровля зарощена корнями, проникающими на глубину 20 см. плотность корней ниже, чем в слое 1, но диаметр корней больше. Перекрыт слоем слоистым, глинисто-органическим,

ожелезненным, пестрым. слоистость горизонтальная. Материал имеет вид перемятый, поломанный. В нем раковины брахиопод и обломки других раковин совместно с отпечатками аппендиксов стигмарий. Мощность 30 см.

Уровень МН2 (слои 17-18)

Координаты:

СШ 54 ° 43` 27 ``

ВД 35 ° 58` 90 ``

Профиль сформирован на песке. Подстиляется плотной серой глиной. Сверху бронируется мощной плитой известняка плотного, богат брахиоподами в прижизненном положении– «мостовая».

Слой 1. Глина серая опесчаненная, влажная, с охристыми включениями, оглинивание неравномерное, с линзами (прослойками) песка. Цвет основной массы 2.5 Y 6/2, включения цвета охры 2.5 Y 7/8. Не вскипает. χ 0.02. Пятна представляют собой плотные конкреции диаметром до 0.5 см.

Слой 2. Охристый песок с включениями железистых прослоев – конкреций неправильной формы в верхней части слоя, выше которой лежит глинистый слой. Не вскипает, χ 0.02-0.05, цвет 10 YR 6/6. Взяты образцы основной массы и конкреций. Мощность 17-20 см.

Слой 3. Граница с нижележащим слоем неровная. Выделяется слой по цвету и по текстуре: серый, неравномерно оглиненный, особенно в подошве, неравномерноожелезнен. Вскипает слабо. χ 0.05, 2.5 Y 7/2 (7/4). Мощность до 10 см.

Слой 4. Песчаный, светлый, с включениями плотного песчаника, с карбонатным цементом (вскипает). По всей толще вертикально вниз уходят зоны ожелезнения – следы корней или ходов или затеки материала по трещинам. Они до 10 см длиной, диаметр 2-5 мм, извилистые. В подошве этого слоя на границе с нижележащим глинистым слоем выделяется зона, выдержанная по всей стенке – зона ожелезнения в виде мелких «оолитов» или Fe – крапчатость, более редкая сверху, концентрация

точек нарастает в подошве. Вскипает слабо. χ 0.03. Цвет основной массы 2.5 Y 8 /2 с охристыми зонами. Мощность 60-70 см.

Слой 5. Углистый слой (сажистый). В его нижней части – глина пластичная. Граница с песком волнистая. Глина слоистая, при высыхании расслаивается на слои. Не вскипает. χ 0.09, цвет 2.5 Y 6 /2. Мощность 25 см.

Отобрано

Сл 5-1 глина (нижние 5-6 см).

Слой 5-2 (около 20 см), слоистая углистая глина, чередуется с прослоями ожелезнения. Этот слой богат конкрециями неправильной формы, тяжелые, железистые. Этот слой не вскипает. χ 0.25-0.28.

Слой 6. Перекрывает профиль слоистый слой, бурно вскипает. Это подошва известняковой плиты. В слоистом слое – фрагменты раковин. На плите – «мостовая» из брахиопод. 2.5 Y 7 /2. Мощность 5 см.

Видимая мощность несогласия 130 см, ниже – осыпь.

Тот же уровень. Описание 2013 г.

Координаты

СШ 54 °43` 19.0``

ВД 35 °58` 74.2``

ПП на песчаной толще, подстилаемой плотной серой глиной. Венчается несогласие углистым слоем. Под ним – осветленная часть профиля, мощность этой части около 100 см. Переходит ниже в охристую часть. Неоднородно прокрашена, имеются прослой и отдельные зоны ожелезнения. Верхняя часть профиля оглинена: на песке залегает серая глина, выше – углистая глина. Между этими прослоями в кровле развито ожелезнение. Оно представлено конкрециями неправильной формы, размером 2-3 см. Конкреции сложены гетитом. Мощность 200-220 см.

Уровень КНУ (слои 28-30)

Координаты:

СШ 54° 43` 07.7``

ВД35° 58` 59.9``

Слой 28 известняк с карстом. Карст без трубок растворения, но с волнистой кровлей, с большим перепадом мощностей - 20 и более см. Мощность достигает 60 см. Повсеместно – по стенке карьера на этом уровне – около 20 см ниже кровли встречаются стигмарииты, залегающие горизонтально (в естественном залегании). Кровля брекчирована. Над стигмариитовым уровнем (верхние 20см) – брекчия известняка кремового цвета, в ней глина оливкового цвета, мощностью 5-10 см, выше – глина черная, структурированная, слой мощностью 2-5 см (слой 29).

Отобрано снизу вверх:

Сл 1 – глина с брекчией

Сл 2 – кровля, глина черная, структурированная на мелкие отдельности. Слои 1+2 – ПП 1 в комплексе КНУ.

Выше – ПП2 -на мергеле «луговом».

ПП имеет разную мощность, скорее всего сохранилась фрагментарно, эродирована. Выше ее – черный известняк мощность 50-60 см. Его подошва неровная, выравнивает поверхность ПП, а кровля – строго горизонтальная – осадок накапливался в водной среде и поверхность его не была подвержена заметной эрозии.

Слой 3 - мергель светло-серый с коричневатым оттенком, пронизан корнями, поверхность которых ожелезнена. Корни множественные, ориентированы наклонно, диаметр 3-5 мм. Мощность 15 см.

Слой 4 - мергель, более темный, пропитан ОВ, корни множественные, ориентированы преимущественно вертикально. Есть затеки углистого материала, горизонтально ориентированные. По границе с вышележащим слоем 5 – тонкая прослойка углистого вещества. Мощность 18 см.

Слой 5 - светлый, глинистый мергель. В него уходят корни из перекрывающего его черного ризоидного слоя (его мучнистой осветленной подошвы). Подошва

ризоидного слоя осветленная и мучнистая. Возможно на этом этапе накопление материала прервалось и слой вышел на поверхность. Далее накопление черного известняка шло без перерывов. Мощность 12 см.

По-видимому, слои 3 и 4 – это горизонты ПП, а слой 5 – нанос, ее перекрывающий. ПП вписана в рельеф размытой кровли известняка слоя 28.

Более полное описание ПП2 дано в 2013 г.

Сл 1 - мергель плотный (камень), но на вид выветрелый, пористый. Цвет 10YR 8/1. Отдельные корни черные, хорошей сохранности, уходят вертикально вниз. Множественные раковины мелких моллюсков. Мощность 10 см. Ниже – осыпь.

Сл 2 – мергель, цвет 10YR 8/1. Мягкий, мажется. В нем многочисленные корни и корневые ходы. Корни диаметром до 5 мм, прямые, черные. Не ветвятся. Располагаются наклонно. Очень хорошей сохранности. Мощность 10-11 см.

Сл 3 – глинистый, цвет 10YR 7/1. Твердый, плотный. Имеются отдельные ходы корней. Нижние 2 см данного слоя отличаются от верхних 8 см по цвету – сизоватому, глеевому. Мощность 10 см.

Сл 4 – глинистый, гумусовый (углистый), прокрашен неоднородно. Цвет глинистой массы 10YR 6/1; цвет гумусированной части 10YR 3/1. Граница с нижележащим горизонтом по цвету, резкая, без переходов, затеков и тд. Видимая мощность ПП – 35 см. Мощность 1-2 см.

Тот же уровень, другая стенка карьера.

Координаты:

СШ 54°43` 10.7``

ВД 35° 58` 58.2``

Здесь ПП1 имеет другой облик. Кровля известняка закарстована и преобразована. Но брекчии нет и глины в карманах карста нет. Кровля сахаровидная, плавно переходит в плотный известняк. Трубок растворения нет. Мощность ПП 15-25 см. Разнится в зависимости от рельефа кровли известняка. Под буграми – мощность

выше. Весь профиль густо пронизан ходами корней, которые проникают и в неизменную часть известняка (описанный выше слой со стигмариями). Глубина проникновения стигмарий 30-60 см, зависит от рельефа карста. По ходам корней (3-4 мм) наблюдается ожелезнение. Профиль пятнистый: на кремовом фоне – более темные рыжевато-коричневые пятна (конкреции). На границе с неизменным известняком концентрация их выше – почти сплошной слой. На неровной – бугристой кровле ПП лежит слой углистой глины, структурированной. По внешнему виду напоминает верхний горизонт описанной выше ПП1. В ней – отпечатки растений, мелкие трубочки, углистый материал. Мощность слоя варьирует: в основном 1 см, в углублениях кровли – до 5 см. Выше – подошва черного ризоидного известняка. Он выравнивает рельеф, мощность разнится. Но кровля строго горизонтальна. Нижние 3-15 см, выравнивающие поверхность, мучнистые, мягкие. Выше – оскольчатый. Слой черный пронизан корнями. В кровле густота корней выше, все они ориентированы вертикально вниз. По корням развито ожелезнение. Кровля ризоидного слоя осветлена, напоминает материал подошвы, содержит ОВ в виде тонкой пленки. Общая мощность ризоидного слоя 55-60 см.

Отобрано: снизу вверх

Сл 1 кровля карста с корнями и конкрециями

Сл 2 глина черная с корнями, отпечатками растений.

Сл3 подошва ризоидного слоя, бежевая, мучнистая

Сл 4 черный, тело ризоидного изв., слоистый, между ними углистые тонкие слои.

Отобран из нижней, неоскольчатой части, ближе к подошве мучнистой (13 см над черной глиной).

Сл 5. кровля, мергелеподобный слой, сверху – тонкая пленка ОВ.

Этот уровень. Описание 2012 г.

ПП над слоем 28, как и в Новогуровском и Малиновском карьерах ПП лежит на слое известняка. В кровле его развит карст. На карсте лежит глина в «карманах»

карста. Карст на вид развит достаточно слабо. Далее на глине лежит черный ризоидный слой, который венчается слоистой пачкой маломощной, мелкослоистой.

Профиль – рядом по стенке. Где в верхней части ризоидного слоя на глубине 10-15 см от кровли лежит валун известняка, диаметр его 20X30 см.

Известняк слоя 28 мощностью около 90 см с закарстованной поверхностью Кровля его сильно эродирована, высота рельефа поверхности достигает местами 1 м.

Слой 1. Глина (слой 29) на поверхности известняка (слоя 28), от оливкового до темно-серого цвета. В кровле слоя 29 на границе со слоем 30 – тонкая углистая пленка, местами. Выше – ризоидный известняк, мощность его разная – от 10 до 90 см. Темно-серого цвета, до черного, с аппендиксами стигмарий, разбит на 2 подслоя.

Слой 30а- темно-серый, относительно мягкий, содержит мелкие обломки раковин. В этой части профиля обнаружена стигмария хорошей сохранности. Мощность до 25 см.

Слой 30 в. Мергель черный, крепкий, оскольчатый, мощность до 40 см.

В кровле слоя 30– плитчатый (тонкоплитчатый) слой. На контакте с ризоидным слоем более оглинен, выше – расслаивается (слой 31а колонки). Мощность до 10 см.

Уровень MU (слои 37- 40)

Известняк слоя 37 плотный. Его кровля раскарстована, поверхность бугристая. Признаков карстования – типа трубок растворения и др – нет. Есть признаки брекчированности. χ - 0.02. Мощность до 200 см.

Выше – глина, два слоя.

Слой 1 – глина (слой 38) с ракушками, со следами ожелезнения, углистым ОВ, его χ 0.08. Имеются ходы корней, глина пластичная, мягкая. Цвет 10 YR 5/3-5/1. Возможно, глина слоя 38 представляет собой самостоятельную ПП в подошве муратовского карста. Мощность 1-3 см.

Слой 2 – глина, плотная, твердая, с ожелезнением и органическими фрагментами неопределенными, но фрагменты крупные, углистые. Цвет 5YR 5/1-5/2. χ 0.14. Мощность 5 см.

Слой 3 (слой 39 колонки) – известняк с карстом. Мощность 70 см.
Отобрано 2 обр.

Слой 3а – 50-60 см, основная часть слоя известняка, с кавернами и трубками растворения.

Слой 3б – верхние 10-20 см мучнистый, сахаровидный слой.

Слой 4- глина (в карманах размытой карстом поверхности). В карманах она плитчатая, с большим количеством органических остатков (подстилка?). Цвет 7. 5YR 5/2. Мощность 1-10 см.

Другая стенка карьера

Координаты :

СШ 54° 42' 96.0''

ВД 35° 59' 38.3''

Слой 37. Известняк мощный. Верхняя часть осветлена, карст не развит. Кровля бугристая, брекчированная. Между бугорками местами залегает глина темно-коричневая, мощностью до 1 см. Мощность ~2 м.

Перекрывает ее слой мергеля. Мергель серый, с зонами ожелезнения, слоистый. В мергеле встречается щебенка известняка кремового цвета. Мощность около 4 см.

Глина + мергель – сл 38 колонки.

Слой 39 – известняк сильно закарстованный («Муратовский карст»). Мощность до 40 см.

Верхние 5-12 см от кровли – мелоподобный мергель. В кровле глина черная, залегает линзами, местами ожелезнена, мощность 1-3 см. Перекрывает глину слой мергеля светло-серого, слоистого, мощностью 1-10 см.

Уровень FU (слои 43-45)

Слой 1. Известняк с вертикальными ходами корней, не полости, но в виде отпечатков темных. Распространяются на всю глубину. Кровля известняка размыта и брекчирована. Нет трубок растворения, корни проникали во влажный субстрат (ил) легко, на всю его глубину, вертикально. Диаметр корней до 2 см, включая низ толщи. Мощность 60 см.

Отобрано:

Слой 1-1 – подошва, 20 см

Слой 1-2 - центр, 20 см

Слой 1-3 - верх 15 см

Слой 1-4- кровля, 5 см. Более мучнистый, мягкий, ожелезненный, поверхность размыта, покрыта железистыми пленками.

Слой 2. Глина лежит на размытой поверхности карста, на контакте развито ожелезнение. Цвет ее от темно-коричневого до черного, с оливковыми прослоями, ожелезнением, углефицированными остатками, пластичная. В кровле слоя залегают множественные конкреции, выпоты солей (блестит). Мощность 10-15 см.

Слой 3 – песок, желтый, охристый, с прослоями глины. Мощность 6-7 см.

Описание 2013 г.

Координаты

СШ 54°43'17.5''

ВД 35° 58'38.2 ''

Мощность известняка около 80 см + 20 см глинистая пачка+ 6-7 см песчаная пачка.

Сверху перекрыт массивным плотным известняком 35 см.

На границе между глинистой и песчаной пачками слой железистых желваков – стяжений неправильной формы, несколько уплощенных в горизонтальном залегании. Внутренняя часть этих образований черная углистая.

Глинистая часть тонкослоистая, глинисто-железисто-углистая. Ниже этой глинистой пачки – мергель белый мучнистый (кровля известняка под глиной). Здесь встречаются отдельности плотные, опесчаненные, на вид «окатанные».

Слоистая часть пронизана корнями, направленными в разные стороны. На контакте мергеля и глины взят образец опесчаненной гальки.

Кровля мергеля неровная, «зализанная», бугристая, На верхней поверхности (в плане) видны «отпечатки корней». Мергель пронизан ожелезненными трубочками – ходами. Эти образования доходят до подошвы описываемого профиля, пронизывают всю его глубину.

Приложение III

Карьер Полотняный завод. Полное описание колонки (рис . см Приложение II).

Дно карьера затоплено (в некоторых местах глубина до 6 м)

Точка № 2.

GPS 069

Первый уступ (снизу). В дне карьера

Слой 1а. Известняк светло-серый массивный средне-крупнозернистый биокластовый. Видимая мощность 0,15 м.

Перерыв в обнажении.

Слой 1б. Известняк мелкозернистый слабоглинистый мергелеподобный с плохо сохранившимся углистым детритом. Вакстоун. Мощность 0,1 м.

Слой 2. Известняк серый, светло-серый, массивный, однородный, сложен переслаиванием темных более твердых слоев и более светлых мягких, микропористых межслоев. Мощность прослоев 0,4 – 0,2 м (3+3 прослоя). Надо отметить, что в некоторых межслоевых пространствах наблюдается повышенное содержание глинистого материала (например, уровни 0,4 м и 2 м ниже кровли). Пакстоуны и грейнстоуны плохо сортированные биокластовые. Видимая мощность 2 м. Общая мощность 2,7 м.

Образцы: PZ2-2-1 2 м ниже кровли; PZ2-2-1а 1,5 м (геохимия); PZ2-2-20,8 м ниже кровли; PZ2-2-30,4 м ниже кровли (геохимия); PZ2-2-4кровля.

Слой 3. Мергель светло-фиолетово-серый листоватый, отделяется от слоя 2 по сланцеватости и неясному более темному цвету; вакстоун биокластовый. Местами сохраняется тонкий углистый детрит. Встречаются скопления игл брахиопод и крупные раковинные фрагменты. Мощность 0,05 м.

Образцы: PZ2-3-1.

Слой 4. Известняк светло-серый, массивный, неслоистый, слабо дифференцирован на более твердые крепко сцементированные и мелкопористые, более светлые прослои. Пакстоун и вакстоун биокластовый. В кровле известняк мягкий (0,2 м), в самой кровле залегает мергель переуплотненный, биокластовый. Мощность 1,0 – 1,1 м.

Образцы: PZ2-4-1 0,8 – 0,9 м ниже кровли; PZ2-4-20,3 м ниже кровли; PZ2-4-3 кровля (геохимия);

Слой 5. Известняк серый до темно-серого, кавернозный, закарстованный с кровли; текстура – пакстоун биокластовый. Кровля сильно измененная, ячеистая, оглиненная. Местами в кровле наблюдается брекчия, каверны и каналы растворения, пронизывающиеся вверх 0,6 м слоя. Мощность 0,9 м.

Видны следы корней (в оглиненных участках), каверны и каналы, часть из которых заполнена мергелем салатого цвета. Это мергель пронизан темно-серыми ветвящимися следами корней диаметром около 1 мм. В салатом мергеле в верхних 10-15 см развиты языки темного мергеля. Ниже 15 см от кровли каверны пустые. В 40 – 50 см ниже кровли известняк пронизывает пучок вертикальных трубочек растворения диаметром 1 – 2 мм. Подошва и кровля согласные.

Образцы: PZ2-5-1 0,7 – 0,8 м ниже кровли; PZ2-5-2 образец закарстованный, не сильно брекчированный в 0,1 – 0,2 м от кровли.

Слой 6. Глина известковистая, кисловатая, пятнистая темно-серая и рыжая с многочисленными остаточными фрагментами известняка и биокластами хорошей сохранности. Вверх по разрезу количество черного материала снижается и снижается и переходит в мергель серый, с рыжими пятнами. Мощность 0,05 – 0,1 м.

Образцы: PZ2-6-1 (палинология); PZ2-6-1 (фораминиферы \ конодонты); PZ2-6-1 из подошвы слоя 6 (геохимия); PZ2-6-2 из кровли слоя 6 (геохимия). Кровля ровная, эрозионная с углистым тонкорассеянным детритом.

Слой 7а. Известняк светло-розово-серый, глинистый, полосами и пятнами охристый. Текстура – пакстоун биокластовый переходит в слой 7б. Мощность 0,15 м.

Образцы: PZ2-7а-1.

Слой 7б. Известняк серый, светло-серый, массивный толстоплитчатый. В подошве встречаются часто раковины брахиопод *Gigantoproductus* в прижизненном положении. В подошве преобладает вакстоун. В верхней и основной части слоя основная текстура – пакстоун. Очень слабая дифференциация на твердые более темные и чуть более светлые, более мягкие прослойки примерно равной мощности. Мощность 1,4 м.

Образцы: PZ2-7б-1 в 1,1 м ниже кровли.

Точка № 3.

GPS 077

Слой 7б. Здесь мощность слоя 7б составляет 1,6 м. В 0,3 м ниже кровли развит биостром 10 см. Встречены ругозы, хететесы, брахиоподы (*Gigantoproductus*). Кровля мягкая осветлена и не сильно пропитана охристыми выделениями на глубину 5 – 10 см. В этой зоне развиты аппендиксы стигмарий вертикальных и наклоненных, которые отходят от кровли. В кровле развиты пакстоуны биокластовые. В верхней части поверхность с биомольдами и мелкими вагами растворения. Стигмарии проникают на глубину 25 – 30 см. Горизонт стигмарий появляется в верхних 5 см слоя.

Образцы: PZ3-7б-2 в 0,2 – 0,3 м от кровли; PZ3-7б-3 из кровли.

Слой 8. Глина серая, рыжая до черной в кровле (сажистая). С плохосохранившимся детритом и горизонтально расположенными стигмариями. Глина некарбонатная светло-серая со светло-серыми линзами. В 1-2 см кровле слоя 7б наблюдается

переуплотнение (сланцеватость). Мощность слоя 8 от 1-2 см до 12 см. Очень мало биокластового материала в слое. В кровле слоя появляются раковины брахиопод.

Образцы: PZ3-8-1 (палинология); PZ3-8-1 (геохимия) в подошве; PZ3-8-2 верх.

Слой 9. Известняк серый, с мелкими охристыми пятнами, пакстоун, плохо сортированный грейнстоун биокластовый. В верхней части (0,2 – 0,3 м) слой пронизан аппендиксами стигмарий. Кровля оглининая и разлинзована. Охристая пятнистость увеличивается к кровле. По аппендиксам развиты минеральные псевдоморфозы. Большое количество аппендиксов сосредоточено в кровле слоя. Мощность 0,6 м.

Образцы: PZ3-9-1 в 0,5 м ниже кровли; PZ3-9-2 из кровли, верхние 10 см слоя.

Слой 10a. Мергель пятнистый, светло-серый, охристый в нижней и основной части.

Встречаются редкие *Gigantoproductus* в прижизненном положении, а также слой пронизан многочисленными стигмариями. Текстура – вакстоун биокластовый, сильно измененный. Мощность 0,15 – 0,2 м.

Образцы: PZ3-10a нижние 5 см (геохимия).

Слой 10б. В кровле предыдущего слоя наблюдается глина темно-серая сильно охристая, слабо известковая. В верхней части есть зеркала скольжения. В кровле наблюдается согласный переход в слой 11. Мощность глины 5 – 7 см.

Образцы: PZ3-10b-1 (палинология и геохимия)

Слой 11. Мергель рыжевато-серый, слабо-пятнистый. Вакстоун биокластовый. С плохо сохранившимся углистым детритом. Встречаются редкие аппендиксы по всему слою. Мощность 0,1 м.

Образцы: PZ3-11.

Слой 12. Известняк темно-серый слабо пятнистый, с охристыми пятнами. Пакстоун биокластовый, крепкий, монолитный. Неуплотненный. Развиты многочисленные

лимонитовые пятна, вероятно, по окисленному углисто-детриту. Имеются ореолы ожелезнения. Темно-серые пятна выделяются на фоне светло-серого матрикса. Имеются инситу раковины *Gigantoproductus*. Отмечены редкие аппендиксы стигмарий. В кровле наблюдаются дендриты (Mn?). Возможно привнесение серого углисто-детрита. В кровле богатый ихнокомплекс (определены *Spirophyton*(?), *Planolithes*). Большинство стигмарий, лежащих в осыпи, происходят из слоя 12. Мощность 0,7 м.

Образцы: PZ3-12-1 нижние 15 см; PZ3-12-2 0,25-0,3 м от кровли; PZ3-12-3 кровля слоя (геохимия).

Слой 13. Глина палевая, слабоизвестковая в подошве. В верхней половине глина известковистая, количество биокластового материала увеличивается. Встречаются сидерит-лимонитовые стяжения и трубки ожелезнения, вероятно по следам *Planolites*. Мощность 0,10-0,15 м. В подошве слоя 13 лежат сплюснутые стигмарии.

Замер падения слоев в карьере: N40E, 7°NW

Образцы: PZ3-13-1 (палинология).

Слой 14. Известняк коричневатого-серый, массивный, однородный, залегает в виде единой плиты, бронирующей уступ. Пакстоун тонко-мелкозернистый, биокластовый. Мощность 0,35 м. Биокласты сильно раздроблены. В верхней части слой пропитан охристыми выделениями. Вверху происходит осветление известняка и увеличение глинистой компоненты. В кровле слоя 14 есть следы *Diplocraterion* и *Planolites*.

Образцы: PZ3-14 (фораминиферы и конодонты) (из нижней половины); PZ3-14-1 нижние 10 см (геохимия), PZ3-14-2 верхние 10 см (геохимия).

Точка №4.

GPS 078

Слои с первого по четырнадцатый, здесь описан профиль палеопочвы.

Точка №1.

GPS

Слой 15. Глина в подошве ярко-желтая, вверх постепенно становится стально-серой, известковистой, нижние 0,15 м – ярко желтые. Глина сланцеватая, в нижней части (0,5 м) преобладает кусковатая отдельность и развиты зеркала скольжения, которые вызваны многочисленными разнонаправленными аппендиксами. В верхней части (0,3 – 0,4 м) появляются линзы тонкозернистого кварцевого песка. В верхней части слоя глина липкая. Биокластовый материал отсутствует. Постепенный переход к слою 16. Видимая мощность 1,1 – 1,2 м.

Образцы: PZ1-15-1 в 5 см от подошвы (геохимия); PZ15-2 в 7 см от подошвы (геохимия); PZ15-3 в 0,2 м выше подошвы (переходная зона к серому) (геохимия); PZ1-15-4 в 0,7 м выше подошвы (геохимия); PZ1-15-5 в 1,1 м выше подошвы.

Слой 16а. Переслаивание глины стально-серой и песка желтого с горизонтами (прожилками и пятнами) ожелезнения. Внизу переслаивание в равных долях. Вверх пропорция песка увеличивается. В верхней части полосы ожелезнения (песок между пропластками глины частично с кольцами Лизеганга). Редко встречаются аппендиксы стигмарий. Кровля по последнему пропластку глины. Мощность 1,1 м.

Образцы: PZ1-16-1 в 0,4 м выше подошвы (палинология); PZ1-16-2 (палинология); PZ1-16-1 в 0,15 м от подошвы (геохимия); PZ1-16-2 в 0,5 м от подошвы (геохимия); PZ1-16-3 в 1 м от подошвы.

Слой 17. Песок в подошве желтый, ожелезненный, а вверху белый ортокварцевый. В кровле оглиненный и ожелезненный. В 0,15-0,2 м ниже кровли песок пятнистый с коричневыми пятнами ожелезнения. В 0,4 м ниже кровли сильно ожелезненный. Верхние 10 – 15 см пронизаны стигмариями, которые также распространены ниже. В верхней части стигмарий очень много, с ними связана брекчиевидная структура. Кровля буро-коричневая, оглиненная и ожелезненная. Мощность 1,1-1,2 м.

Образцы: PZ1-17-1 в 0,3-0,4 м ниже кровли (палинология); PZ1-17-1 в 10-15 м от подошвы (геохимия); PZ1-17-2 0,6 м от подошвы; PZ1-17-3 в 1,0 м от подошвы; PZ17-4 кровля (геохимия).

Слой 18. Суглинок бурый, пятнистый, темно-серый с аппендиксами стигмарий, известковистый. Мощность 0,05 м.

Образцы: PZ18-1 м.

Точка №1 (продолжение)

Слой 19. Глина черная до углистой. Глина в нижней половине содержатся сидерит-лимонитовые стяжения в виде желваков и линз. Иногда железистые стяжения превышающие по объему количество глины. В верхней части без стяжений. Глина мелкая пластичная, сланцеватая с многочисленными зеркалами скольжения. Мелкие и нечастые сидеритовые стяжения. Подошва резкая, ровная. Кровля резкая, ровная. В верхней части слоя есть прослойки глины коричневато-серой. По латерали в верхней части слоя появляются небольшие охристые стяжения. Мощность 0,2 м.

Образцы: PZ1-19-1 (палинология); PZ1-19-1 нижняя часть слоя 19 (геохимия). PZ1-19-2 верхняя часть слоя 19 (геохимия).

Слой 20. Известняк в подошве серый глинистый, довольно мягкий (5-10 см), выше твердеет. Пакстоун биокластовый. Светло-серая мелко-среднезернистая известковая масса. Выше наблюдается слабая дифференциация на твердые слои и мелкие, мягкие субслои. Мощность 3,05 м. Редкие раковины *Gigantoproductus*. В подошве многочисленные раковины *Gigantoproductus*.

Образцы: PZ1-20-1 подошва слоя; PZ1-20-2 1 м выше подошвы, твердый слой; PZ1-20-3 2,8 м выше подошвы.

Слой 21. Известняк светло-фиолетово-серый, с мелкими продуктусами и ортидами. Вакстоун биокластовый. Мощность 0,15 м. Порода умеренно сланцеватая.

Образцы: PZ5-21

Точка наблюдения №5

GPS 079

Слой 22. Известняк крепкий, монолитный, коричневатого-серый. Внизу пятнистый. Кровля карровая, ячеистая, пронизана стигмариями. Под кровлей слоя развито брекчирование и оглинивание. Субэральные изменения развиты слабее, чем в слое 5. Пакстоун биокластовый. В кровле развиты темные пятна с осветленным матриком вдоль трещин. Мощность 0,8 м. Рельеф кровли слоя 22 составляет по крайней мере 0,3 м. Кровля брекчирована, ожелезнена по трещинам и пронизана стигмариями. Выступ кровли закарстован.

Образцы: PZ5-22-1 – подошва; PZ5-22-2 в 0,5 м выше подошвы; PZ5-22-3 в 0,8 м выше подошвы; PZ5-22-4 (известково-железистая труха в кровле сл. 22).

Слой 23а. Глина лимонитовая на кровле сл. 22. Мощность 0,01 м.

Образцы: PZ5-23а (геохимия)

Слой 23б. Глина желтовато-серая пятнистая, некарбонатная, с зеркалами скольжения и со стигмариями. Присутствуют также трухлявые и полые бобовины сидерита и лимонита. Мощность 0,15 м.

Образцы: PZ5-23б (палинология)

Слой 23с. Глина мягкая, серая, стально-серая, с охристыми участками, со стигмариями. Стигмарии наклонно сидящие, плохой сохранности, лимонитизированные. Порода сланцеватая с остатками зеркал скольжения. В верхней половине наблюдается прослой белого кварцевого песка. Постепенно переходит в слой 24. Мощность 0,65 – 0,7 м.

Образцы: PZ5-23с-1 в 10 см от подошвы; PZ5-23с-1 (палинология); PZ5-23с-2 (палинология); PZ5-23с-2 (глина с прослойками песка) в 0,45 м выше подошвы слоя 23с.

Слой 24. Песок желтый до белого, ортокварцевый, с прослойками глины. Мощность 2 м.

Точка наблюдения № 6

GPS 081

Слой 24. В кровле в песке наблюдаются мелкие бурые пятна ожелезнения и ветвящиеся песчанистые слепки корней 2 – 3 мм диаметром. Ниже слой пронизывают вертикально стоящие трубочки ожелезнения.

Образцы: PZ6-24-2в 0,3 м ниже кровли; PZ6-24-3 5 см от кровли; PZ6-24-4 кровля (геохимия).

Слой 25. Мергель светло-фиолетово-серый, биокластовый, с крупными уплощенными раковинами брахиопод. В некоторых местах развита мостовая из раковин *Gigantoproductus*. В предыдущей т. 4 были развиты стигмарии, а здесь нет. Мощность 10 см.

Образцы: PZ6-25 (конодонты и фораминиферы).

Слой 26. Известняк серый, твердый, монолитный с многочисленными раковинами *Gigantoproductus* в прижизненном положении. Фораминиферово-(непонятное слово) грейнстоун и пакстоун. Кровля более мягкая, несильно рассланцованная. Мощность 0,5 – 0,4 м. В кровле слоя 26 есть горизонтально ориентированные аппендиксы стигмарий. В кровле довольно много раковин *Gigantoproductus*.

Образцы: PZ6-26-1 из середины слоя; PZ6-26-2 кровля (геохимия).

Слой 27. Глина известковая коричневая с темно-серыми прожилками до мергеля с первично обильным, но плохо сохранившимся углистым веществом в форме пластинок. Мощность до 3 см. Много вдавленных биокластов.

Образцы: PZ6-27-1 (палинология).

Слой 28. Известняк твердый монолитный, серый, пятнистый за счет развития темного серого замещающего вещества. Известняк пятнистый, умеренно закарстованный в кровле. В верхней половине слоя обособляются картофеливидные пятна веневского типа. Встречаются полностью заполненные карстовые полости, выполненные микрослоистым мергелистым осадком. Видимая кровля сильно закарстована. Образуют в рельефе уступ 0,7 м. В западинах карстового рельефа кровли особенно сильно развито почернение. Аппендиксов стигмарий в кровле немного, развиты участками. Мощность 1,1 – 1,8 м.

Образцы: PZ6-28-1 нижние 15 см слоя; PZ6-28-2 в 1 м выше подошвы; PZ6-28-3 в 1,1 м из западины кровли; PZ6-28-4 в 1,8 м выше подошвы, слой карста.

ГРАНИЦА МИХАЙЛОВСКОГО И ВЕНЕВСКОГО ГОРИЗОНТА

Слой 29. Глина оливковая до темно-серой с зеленоватыми пятнами, монтморилонитовая, выполняет карстовые карманы слоя 28. В кровле развиты углистые пленки. Мощность 1 – 10 см.

Образцы: PZ6-29-1 из верхней части (палинология).

Слой 30. Мергель сапонитовый, темно-серый до черного, пятнистый, с зелеными пятнами. Пронизан стигмариями. Общая мощность 0 - 0,9 м. **Подслой 30a:** Мергель мягкий темно-серый, вероятно с примесью сапонита, с мелкими обломками раковин и с рассеянным кластическим материалом; мощность 0,25 – 0,3 м. **Подслой 30b:** Мергель или известняк сапонитовый, темно-серый до черного, крепкий; мощность 0,4 м.

Образцы из 31a: PZ6-30a (палинология);

Образцы из 31b: PZ6-30b из середины.

Слой 31a. Мергель сиренево-серый, пакстоун или вакстоун биокластовый, сильно уплотненный. Мощность 1 – 3 см.

Образцы: PZ6-31a-1 (геохимия, конодонты и фораминиферы).

Слой 31b. Известняк серый, массивный, монолитный, внутри плиты более темный сцементированный, с крупными пятнами. В более светлом матриксе выделяются более темные пятна. Всего две плиты, разделенные известняком мягким, сланцеватым. Пакстоун биокластовый. Мощность 1,3 м.

Образцы: PZ6-31b из середины слоя, в 0,65 м от кровли; PZ6-31b' в 0,2 м выше подошвы.

Слой 31c. Мергель светло-розово-серый, розоватый. Мощность 1 – 3 см.

Образцы: PZ6-31c.

Слой 31d. Известняк светло-серый массивный, крепкий, монолитный, однородный, пакстоун биокластовый. Мощность 0,45 м

Образцы: PZ6-31d.

Слой 31e. Известняк розово-серый, слабглинистый, сланцеватый, пакстоун биокластовый. Мощность 0,05 м.

Слой 31f. Известняк светло-серый массивный, однородный, монолитный. Пакстоун биокластовый. Мощность 0,75 м.

Образцы: PZ6-31f (фораминиферы) из середины слоя.

Слой 32. Известняк светло-розово-серый, мягкий, мергелеподобный, пакстоун биокластовый. Встречаются мелкие раковины брахиопод, а также крупные *Gigantoproductus*. Мощность 10 – 15 см.

Образцы: PZ6-32-1.

Слой 33. Известняк крепкий, внизу массивный, однородный. Вверху закарстованный, пятнистый. Пятна цементации тускловатые, серые. Пакстоун-грейнстоун. Матрикс местами ожелезнен. Развита пятнышки охристого материала. Матрикс имеет нейтрально серый цвет. В кровле развита брекчия. Мощность 1,3 м.

Верхние 40 см обособлены в отдельную плиту, их разделяет горизонт развития брекчии и оглинивания.

Образцы: PZ6-33-1 в 0,2 м выше подошвы (геохимия, фораминиферы); PZ6-33-2 середина слоя; PZ6-33-3 в 0,2 ниже кровли; PZ6-33-4 в кровле.

Слой 34a. Мергель розовато-серый, биокластовый, сланцеватый, с охристыми примазками. Мощность 0,05 м.

Образцы: PZ6-34a (палинология и геохимия).

Слой 34b. Известняк желтый на выветрелой поверхности, внутри желто-серый. В нижней половине вакстоун мергелеподобный крепкий, в середине и вверху пакстоун неуплотненный, биокластовый с обильными раковинами фораминифер. В кровле известняк становится сланцеватым мергелеподобным. Данный слой согласно переходит в слой 34с. Мощность 0,25 м.

Образцы: PZ6-34b середина слоя.

Слой 34с. Мергель розовато-серый. Мощность 0,01 – 0,05 м

Слой 34d. Известняк серый массивный желтоватый на выветрелой поверхности, пронизан сверху аппендиксами стигмарий и многочисленными Scolithus. Каверны местами полые до 10 см в диаметре. Мощность 0,45 м.

Образцы: PZ6-34d (фораминиферы и геохимия); PZ6-34d -1 в 0,1 м выше подошвы; PZ6-34d-2 из кровли слоя.

Точка № 7.

GPS 082 \ 084

Слой 34. Известняк светло-серый, однородный монолитный, в кровле несильно разлинзованный и не пронизан аппендиксами стигмарий. Текстура: пакстоун биокластовый. Мощность 0,8 – 0,9 м.

Слой 35. Глина пластичная салатово-оранжевая, с обохренными углистыми прожилками и примесью кварцевого песка. Глина сланцеватая, смятая, с зеркалами скольжения. В подошве глинистой корки есть ожелезнение. Отмечены стигмарины. В нижней части глин очень много железистых трубочек и желваков. Мощность 0,2 м.

Образцы: PZ7-35-1 (палинология); PZ7-35-1 подошва слоя с железистыми конкрециями; PZ7-35-2 в 10 см выше от подошвы.

Слой 36. Песок внизу голубовато-светло-серый, мелкозернистый, в остальном желтоватый и белый с железистыми прожилками и желваками. Мощность 1,3 – 1,5 м.

Образцы: PZ-7-36-1 из нижней части; PZ-7-36-2 из верхней части слоя.

Слой 37. Известняк светло-серый массивный однородный, пакстоун биокластовый, грейнстоун плохосохранившиеся. В подошве известняк мягкий, песчанистый. Наблюдается плавный переход между слоями 36 и 37. В 0,5 м ниже кровли известняк становится мелоподобным, пакстоун и грейнстоун, с редкими *Zoophycos*. Мощность 2 м.

Образцы: PZ7-37-1 подошва слоя (геохимия); PZ7-37-2 в 0,7 м от подошвы; PZ7-37-3 в 0,5 м от кровли.

Слой 38. Мергель темно-серый с резким битуминозным запахом при расколе (вверху), а в нижней части – глина бурая с мелкими биокластами, известковой крошкой и плохо сохранившимся углистым детритом. Кровля слоя 37 брекчирована. Мощность 0,05 – 0,07 м. Из палеонтологических остатков встречены остракоды, мелкие гастроподы, редкие вертикальные углистые тяжи – растительные остатки плохой сохранности.

Образцы: PZ7-38-1 из нижней части (геохимия); PZ7-38-2 из верхней части (геохимия); PZ7-38-1 (палинология).

Слой 39. Известняк серый, сильно закарстованный, микритовый (мадстоун?). Внизу порода неяснозернистая, а сверху, похоже, пакстоун или грейнстоун. Помимо каверн развиты вертикальные каналы и трубочки, некоторые из них полые, другие заполнены песком, вероятно привнесенным в молодые карстовые полости. Кровля осветленная, мягкая, микропористая с языками глины, брекчирована. Мощность 0,6 – 0,65 м.

Образцы: PZ7-39-1 нижние 10 см; PZ7-39-2 10 см от кровли.

ГРАНИЦА ВИЗЕЙСКОГО И СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСОВ

Слой 40. Глина черная, сажистая, залегает тонкими линзами, пластичная, липкая с известковой крошкой и плохо сохранившейся раковинами. Обогащена раздробленным биокластовым материалом. Мощность до 1 см.

Образцы: PZ7-40-1 (палинология и геохимия).

Слой 41a. Мергель меловато-серый, пакстоун биокластовый, полосчатый по следам зоофикусов. Имеются неопределимые растительные остатки. Мощность 1 – 10 см.

Образцы: PZ7-41a-1.

Слой 41b. Известняк светло-серый, крепкий, массивный, пакстоун биокластовый, мелкозернистый. Наблюдается переслаивание более крепких темных слоев (0,3 – 0,6 м) и более светлых мягких межслоев. Мощность 1,8 м.

Образцы: PZ7-41b-1 в 0,3 м выше подошвы; PZ7-41b-2 в 0,8 м выше подошвы.

Слой 42. Мергель серый, зеленовато-серый с рыжими пятнами, листоватый, переуплотненный, биокластовый, с плохо сохранившимся углистым детритом. Мощность до 1 см.

Образцы: PZ7-42-1 (палинология); PZ7-42 (геохимия);

Слой 43. Известняк желто-серый, умеренно-закарстованный. Разбит ожелезненными трубочками и плоскостными структурами. Пакстоун и грейнстоун биокластовый. Многочисленные следы карста развиты по ихнофоссилиям типа *Zoophycos*. Кровля бугристая, с карстовыми карманами. Мощность 0,6 м.

Образцы: PZ7-43 (фораминиферы и конодонты); PZ7-43 середина слоя (геохимия); PZ7-43` кровля (геохимия).

Слой 44a. Глина зеленовато-серая с углистыми прожилками и со *Stigmaria*, (непонятное слово), пластичная, в нижней части с обильными зеркалами скольжения. Мощность до 10 см.

Образцы: PZ7-44a (палинология и геохимия).

Слой 44b. Глина сланцеватая слоистая, без зеркал скольжения, обогащенная раковинами брахиопод. Общая мощность 10 – 20 см.

Образцы: PZ7-44b (геохимия).

Слой 45. Песчаник и песок рыжий с полосами и углистыми разводами, а также с мелким растительным детритом. Мощность 5 – 10 см.

Образцы: PZ7-45 (палинология и геохимия).

*NB : В тарусской части разреза меняются фациальные обстановки. Чередование уровней с *Zoophycos* и *Skolithos* идет вверх по разрезу и указывает на углубление бассейна.*

Слой 46. Известняк светло-серый массивный, в средней части неясно сланцеватый. Разделен слабо на два слоя и один межслоем (по провалу отпрепарированной поверхности). Наблюдается чередование уровней *Zoophycos* и *Skolithos*. Преобладает вакстоун биокластовый (от пакстоуна до вакстоуна). Нижние 0,6 м с разреженными следами *Zoophycos*, а верхние 0,3 м со *Skolithos*. С кровли слоя проникают следы *Zoophycos*. Общая мощность 0,9 м.

Образцы: PZ7-46-1 нижние 10 см; PZ7-46-2 из середины слоя; PZ7-46-3 в 0,15 м ниже кровли слоя.

Слой 47. Известняк глинистый желтоватый светло-серый, с прослойками переуплотненный, мергелистый, (непонятное слово). Состоит из двух частей 47а и 47б. Нижняя часть более глинистая (47а = 0,4 м), а верхняя – толстоплитчатая, более монолитная (мощность 47б = 1,2 м). Текстура зоофикусовая, полосчатая на выветрелой поверхности. Вакстоун биокластовый и пакстоун. Горизонтальная полосчатая поверхность породы образуется за счет спреиды зоофикусов. Верхние 30 – 40 см слоя 47б содержат в себе разреженные зоофикусы. Вверху встречаются норы-шахты зоофикусов.

Образцы: PZ7-47а (геохимия, конодонты и фораминиферы); PZ7-47б-1 нижняя часть в 0,2 м от подошвы; PZ7-47б-2 верхняя часть слоя в 0,25 м ниже кровли (фораминиферы и геохимия).

Слой 48. Известняк светло-серый, прочный, твердый, пакстоун биокластовый, с большим количеством окремненных биокластов и крупных раковин брахиопод. Содержит Skolithos и шпрейты Zoophycos. Сидеритовые желваки, разложенные лимонитовые конкреции. Местами развиты ваги растворения. Слабо битуминозный запах на свежем сколе. Подошва и кровля визуальны согласны. Мощность 0,15 м.

Образцы: PZ-7-48-1.

Слой 49. Известняк светло-серый, светло-желтовато-серый (с охристыми разводами), глинистый, пакстоун и вакстоун биокластовый, с рассеянными крупными раковинами брахиопод. Относительно монолитный. Выделяются две плиты более крепких и между ними более мягкий прослой известняка. Развиты зоофикусы. Полосчатость и оглинивание особенно интенсивно развиты в средней части слоя. В нижней части слоя имеются редкие лимонитовые желвачки и трубочки. Мощность 1 м.

Образцы: PZ7-49-1 в 15 см от подошвы (фораминиферы и геохимия); PZ7-49-2 средняя часть слоя (фораминиферы и конодонты).

Слой 50. Известняк желтовато-светло-серый, глинистый (до мергеля), довольно мягкий, неясноплитчатый, линзовидный. Текстура: пакстоун и вакстоун биокластовый. Плитчатость по 0,1 – 0,3 м. Имеются зоофикусы. Отмечены крупные раковины брахиопод и моллюсков. Мощность 0,7 – 0,8 м.

Образцы: PZ7-50-1 из середины слоя.

Слой 51. Мергель рыжевато-серый, сланцевато-линзовидный, зоофикусовый, обохренный. В средней части сланцеватый до глины. Его первичная темная окраска сохраняется небольшими пятнами. Кровля отмечена мергелем зеленовато-светло-серым листоватым. Мощность 0,65 м.

Образцы: PZ7-51-1 из глинистого прослоя (палинология, фораминиферы и конодонты, геохимия).

Слой 52. Известняк светло-коричневато-серый, фиолетово-серый, твердый, глинистый, зоофикусовый, с сидеритовыми полуразложенными желвачками до 1 см. Контакт со слоем 51 согласный и постепенный. Текстура: вакстоун биокластовый, редко пакстоун. Мощность 0,25 м.

Образцы: PZ7-52-1 из серого слоя с сидеритовыми желваками (геохимия).

Слой 53. Мергель и глина известковая зеленовато-рыжевато-серая, с зоофикусами и многочисленными неопределимыми следами. Текстура: пакстоун и вакстоун биокластовый. Мощность 0,05 м.

Образцы: PZ7-53-1 (палинология).

Слой 54. Известняк рыжевато-серый пятнистый, крепкий, монолитный, без зоофикусов и др. следов. Текстура: почти вакстоун и пакстоун с сильным обохренным матриксом. Участками кавернозный. Очень редкие спреиды зоофикусов в нижней части, а также наклонные цилиндрические норы ? Skolithos.

Выше в кровле появляются зоофикусы. Внутри блоков встречаются пятна известняков первично черной окраски.

Образцы: PZ7-54-1 нижние 10 см (фораминиферы, конодонты и геохимия); PZ7-54-2 0,15 м ниже кровли (фораминиферы и геохимия).

Описание сделано П.Б.Кабановым,

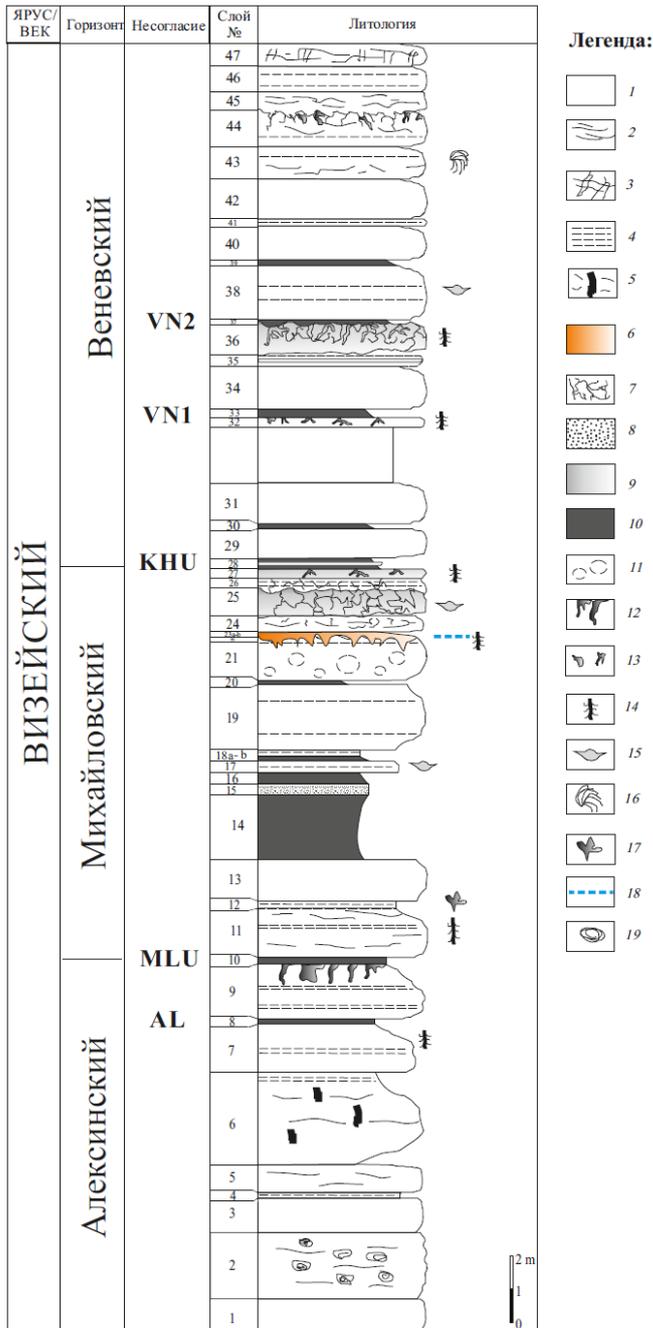
Июнь 2012 года

Приложение IV

Карьер Бронцы, Калужская обл.

Координаты: 54°27'23.0" С. Ш.; 36°46'43.3" В.Д.

Легенда см ок 39.



Описание несогласий (палеопочв) нижнего карбона (описание дано снизу вверх), сводное по экспедициям 2015 и 2016 гг.

Уровень AL (слой 8)

Известняк светло-коричневый, массивный, плотный. Его кровля слабобугристая, ожелезненная, мягкая, тонкослоистая. На ней имеются множественные ожелезненные отпечатки аппендиксов стигмарий, направленные в разные стороны. Известняк перекрыт слоистой глинистой пачкой общей мощностью около 20 см. Ее нижние 15 см представлены переслаиванием светло-серой глины с тонкими (первые мм) углистыми слоями. Глина неравномерно ожелезнена. Венчается эта пачка черным органогенным (углистым) слоем мощностью 3–5 см. Локально материал данного слоя имеет включения щеток гипса. Отложения перекрыты мощным слоем плотного морского известняка. Мощность около 100 см.

Уровень MLU (слои 9 и 10)

Известняк массивный, плотный. На глубине 45–50 см от его кровли по всей стенке карьера горизонтально залегают многочисленные стигмарии (*Stigmaria ficoides*). От кровли этого слоя вертикально вниз уходят ожелезненные аппендиксы стигмарий, проникая на глубину до 20 см. Известняк перекрыт темно-серым до черного глинистым слоем мощностью 15–17 см. Глина содержит углефицированный материал и неоднородно ожелезнена. Верхние 2–5 см этого слоя содержат гипс. Отложения перекрыты плотным морским известняком. Мощность 90 см.

Уровень KNU (слои 24 и 25)

Несогласие этого уровня представляет собой комплекс, который состоит из трех принципиально различающихся по генезису частей (снизу вверх): морской известняк, палеопочва и палюстринные отложения.

Нижняя часть несогласия представляет собой глубоководный коралловый риф. Кровля рифа волнистая и заметно ожелезнена. В известняке встречаются *Stigmaria ficoides* в горизонтальном прижизненном положении. Мощность около 130 см.

Понижения в кровле рифа (“блюдца”) заполнены глиной (собственно палеопочва). Глина комковатая, тяжелая, оливкового цвета, с углистыми и железистыми включениями. В верхней части слоя обнаружены многочисленные мелкие корни (диаметр около 5 мм) и аппендиксы стигмарий. Последние, возможно, проникают сюда из перекрывающих глину палюстринных отложений. Мощность слоя глины составляет 10–12 см.

В другой стенке карьера отложения этого несогласия представлены в нижней части мелкой брекчий известняка в глинистом матриксе тяжелого гранулометрического состава, который аналогичен вышеописанной глине. Мощность данного слоя составляет 15 см.

Выше отложения перекрываются неморскими отложениями АПК (“черный ризоидный известняк” по Швецову), который здесь сложен двумя (часто и тремя) пачками одинакового строения. Нижний черный неморской известняк маломощный (15–20 см), венчается 5–7 см слоем слоистого мергеля. Мощность второй и третьей пачек аналогичного строения возрастает до 40–60 см. На глубине 30 см от кровли АПК залегают стигмарии в горизонтальном прижизненном положении. Все слои черного известняка густо пронизаны вертикальными каналами (корневыми или полостями от стеблей растений типа тростника?). Стенки большинства из них ожелезнены. Кровля АПК венчается слоем углистой глины мощностью до 5 см, который выдержан по всей стенке карьера. Отложения перекрыты мощным слоем плотного морского известняка. Общая мощность до 120 см.

Уровень BU- двойной в этом карьере.

VNI – слои 32 и 33.

Известняк плотный, массивный, бежевый. Его верхние 15–17 см проработаны тонкими корневыми ходами, ориентированными преимущественно вертикально. Корневые ходы ожелезнены. К кровле концентрация корневых ходов заметно выше. Кровля известняка размытая, мягкая, мажется. Известняк перекрыт

маломощной (до 2 см) терригенной пачкой и далее углистым слоем мощностью 2–3 мм. Палеопочва сформирована при участии растительности принципиально иного по сравнению с лепидодендроновой типа. Видимая мощность до 60 см.

Уровень VN2-слои 36 и 37

Известняк в подошве плотный, массивный. Выше (на глубине ~50 см от кровли) неравномерно переходит в мучнистый, кремовый известняк с вертикально ориентированными цилиндрическими уплотнениями диаметром до 4 см. Нижняя граница этого подслоя волнистая, языками вклинивающаяся в нижележащий плотный подслой. Выше мучнистый слой переходит в темно серый, плотный, твердый известняк, пронизанный вертикальными корневыми каналами диаметром 3–4 мм. Концентрация каналов возрастает к кровле. Как и вышеописанная палеопочва, данная палеопочва сформирована при участии растительности принципиально иного по сравнению с лепидодендроновой типа. Кровля известняка осветлена и размыта. Перекрывает известняк терригенный слой общей мощностью до 20 см с маломощным (до 1 см) углистым слоем в кровле. Общая мощность известняка до 100 см.