

**МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ**

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт
географии Российской Академии наук (ИГ РАН)**

На правах рукописи

Шатунов Антон Евгеньевич

История лесных пожаров в Приенисейской Сибири в голоцене

Специальность 1.6.14. – Геоморфология и палеогеография

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
Доктор географических наук,
Профессор РАН
Елена Юрьевна Новенко

Москва – 2026

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Метод реконструкции палеопожаров на основе анализа макроскопических частиц угля в болотных и озерных отложениях.....	13
1.1 Становление методики (1940-е – 1970 гг.).....	13
1.2 Развитие методики анализа угольных частиц (1970 – 1990 гг.).....	15
1.3 Развитие метода анализа угольных частиц в отложениях в период с 1990 гг. по настоящее время.....	18
1.3.1 Создание единой схемы поступления частиц угля в отложения.	18
1.3.2 Развитие статистических методов обработки результатов анализа угольных частиц в отложениях	25
1.4 Развитие методов пробоподготовки и способов подсчета угольных частиц. .	27
1.5. Основные понятия и термины при реконструкции палеопожаров	29
Глава 2. Физико-географическая характеристика и история освоения территории исследования.....	31
2.1 Рельеф и четвертичные отложения.....	31
2.2 Климат.....	34
2.3 Растительность.....	35
2.4 Основные климатические изменения в Приенисейской Сибири и в сопредельных регионах в голоцене	38
2.5 История освоения региона	42
2.6 Пожары.....	43
Глава 3. Методы исследования	45
3.1 Методы анализа торфа, использованные для палеогеографических реконструкций	45
3.2 Реконструкция пожаров с помощью подсчета макрочастиц угля в торфе	48
3.2.1 Стандартная методика подсчета макрочастиц угля в торфе.	48
3.2.2 Подсчет макроскопических частиц угля по изображению.....	49
3.2 Статистическая обработка результатов анализа.	57
3.3 Вейвлет-анализ для анализа палеоданных	58
Глава 4. Результаты исследования и их обсуждение	63
4.1 Ключевой участок Игарка.....	63
4.1.1 Разрез Игарка-2.....	65
4.1.2 Разрез Игарка-3.....	69
4.1.3 Болото Малая Гравийка	71

4.1.4 Кутузовская Тундра	75
4.1.5 Пожарный режим на территории ключевого участка Игарка в голоцене.	78
4.2 Ключевой участок Туруханск	83
4.2.1 Болото Березовое	84
4.2.2 Болото Красное Солнце.	89
4.2.3 Болото Дальнее	94
4.2.4 Пожарный режим на территории ключевого участка Туруханск в голоцене.	97
4.3 Ключевой участок Тура.....	105
4.3.1 Болото Горное.....	107
4.3.2 Болото Нижняя Тунгуска.	115
4.3.3 Озеро Тура	120
4.3.4 Пожарный режим на территории ключевого участка Тура в голоцене...	124
4.4 Ключевой участок Ванавара.	131
4.4.1 Болото Ванавара	132
4.4.3 Пожарный режим на территории ключевого участка Ванавара в голоцене (болото Ванавара).	137
Глава 5. Пожары в Приенисейской Сибири в голоцене	141
5.1 Особенности пожарного режима на территории Приенисейской Сибири в голоцене.	141
5.2 Сравнение изменения пожарной активности в Приенисейской Сибири с Европой и Сибирью в голоцене.....	148
Заключение	159
Список литературы.....	162

Введение

Актуальность работы. Пожары представляют собой один из важнейших факторов, определяющих структуру, динамику и эволюцию ландшафтов, а также способствующих поддержанию биоразнообразия (Bond et al., 2005; Pausas, Keeley, 2009; Agarwala et al., 2026). Информация о палеопожарах позволяет реконструировать климатические обстановки прошлого и оценивать реакцию экосистем на климатические флуктуации (Whitlock, Bartlein, 2003; Sayedi et al., 2024; Zhang et al., 2025).

Анализ изменений пожарного режима в голоцене и его роли в эволюции ландшафтов имеет не только фундаментальное, но и прикладное значение.

Понимание долгосрочной динамики пожаров необходимо для разработки эффективных стратегий управления и сохранения лесных (Finsinger et al., 2017; Słowiński et al., 2019) и болотных экосистем (Kotze, 2013; Feurdean et al., 2022). Согласно Указу Президента Российской Федерации от 28.02.2024 г. № 145 «О Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации», одним из наиболее значимых для научно-технологического развития большими вызовами является «возрастание антропогенных нагрузок на окружающую среду до масштабов, угрожающих воспроизводству природных ресурсов, и связанный с их неэффективным использованием рост рисков для жизни и здоровья граждан, изменение климата и влияние последствий его изменения на различные отрасли экономики, население и окружающую среду». Отдельно подчеркивается важность изучения глобальных изменений климата в рамках Указа Президента Российской Федерации от 18.06.2024 № 529 «Об утверждении приоритетных направлений научно-технологического развития и перечня важнейших наукоемких технологий». В этой связи исследования закономерностей и региональной специфики пожарной динамики лесных геосистем, которым посвящена тема диссертационной работы, отвечает приоритетам научно-технологического развития РФ (пункт з) «объективная оценка выбросов и поглощения климатически активных веществ, снижение их негативного воздействия на окружающую среду и климат, повышение возможности качественной адаптации экосистем, населения и отраслей экономики к климатическим изменениям») и входит в перечень важнейших наукоемких технологий (критические технологии, пункт 19) «Мониторинг и прогнозирование

состояния окружающей среды и изменения климата (в том числе ключевых районов Мирового океана, морей России, Арктики и Антарктики), технологии предупреждения и снижения рисков чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, негативных социально-экономических последствий», поскольку в условиях разномасштабных климатических изменений и нарастающего антропогенного воздействия лесные пожары могут иметь катастрофические последствия и их изучение является необходимым условием для прогнозных оценок и долгосрочного планирования развития региона.

Реконструкция пожарных событий прошлого позволяет выявить их динамику в широком временном масштабе, недоступном для краткосрочных наблюдений. Данные о долгопериодных изменениях частоты и интенсивности пожаров дают возможность изучить зависимость пожарных режимов от изменений климата, растительности и антропогенного воздействия (Bowman, 2009; Sayedi et al., 2024). Ключевым методом для получения таких данных на протяжении всего голоцена является подсчет макроскопических частиц угля в торфяных и озерных отложениях (Mooney, Tinner, 2011).

Особую актуальность исследование палеопожаров приобретает для территории Средней Сибири. Современная пожарная обстановка в регионе характеризуется крайне высокими показателями: за период с 1999 по 2019 гг. здесь было зафиксировано 325 000 пожаров, охвативших площадь порядка 200 млн га (Kharuk et al., 2021). Непосредственно в Красноярском крае за последние 6 лет (2019-2024 гг) общая площадь территорий, пройденных пожарами, составила 3200000 га (Площадь лесных пожаров, Рослесхоз, 2026). Наблюдается рост числа верховых пожаров (рис. 1) и, как следствие, увеличение эмиссии парниковых газов, причем на долю Средней Сибири приходится около 20% общероссийских выбросов от пожаров (Ponomarev et al., 2023). Пожары выступают ключевым фактором функционирования лесных сообществ, определяя постпирогенные сукцессии на обширных территориях (Фуряев, 1996; Кривобоков, Зверев, 2015).

Несмотря на высокую значимость анализа пожарной активности в голоцене для палеоклиматических реконструкций, история лесных пожаров на территории Средней Сибири, в особенности в её западной Приенисейской части, изучена недостаточно (рис. 2). Имеющиеся данные фрагментарны, немногочисленны и

охватывают, как правило, лишь последние 3000–2000 лет, концентрируясь преимущественно в районе плато Путорана (Харук и др., 2005; Novenko et al., 2022) и в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (Рогозин и др., 2022) (рис. 2). Это определяет необходимость проведения комплексных исследований для восполнения существующего пробела в палеогеографической информации о развитии одного из ключевых регионов России.



Рисунок 1. Последствия пожаров в Тунгусском государственном природном заповеднике в 2018 году. Фото предоставлено администрацией заповедника.

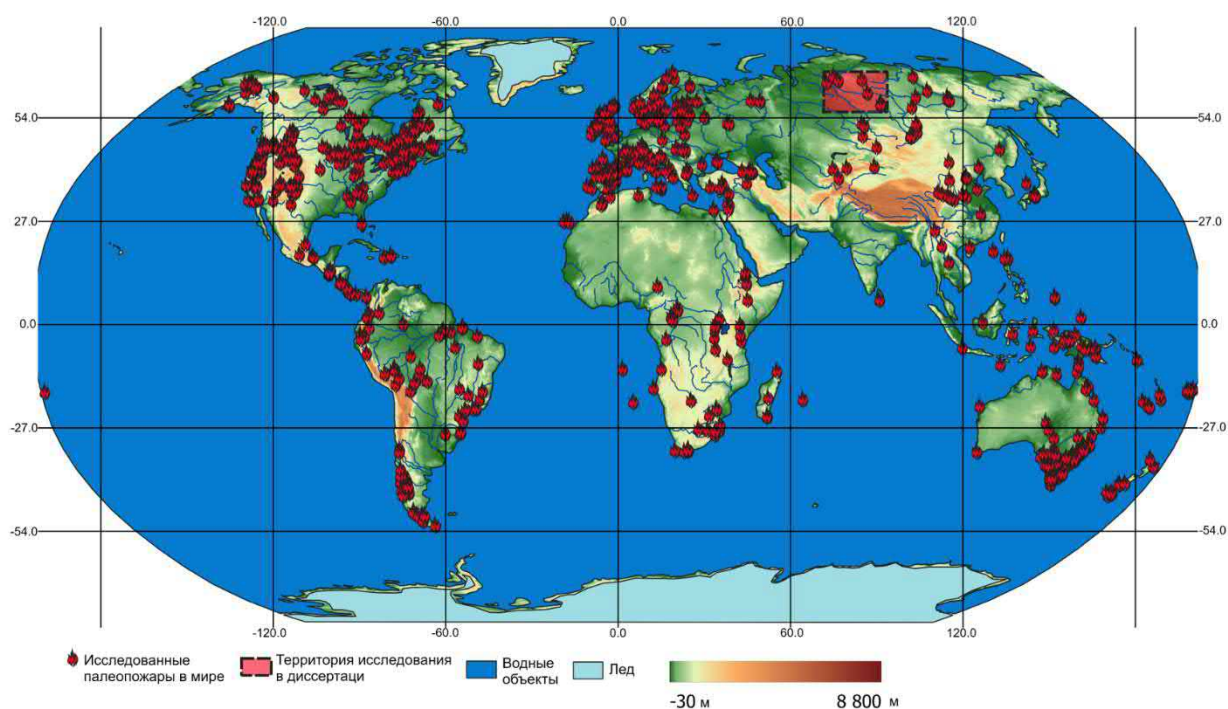


Рисунок 2. Изученность палеопожаров в мире (Power et.al., 2010, данные за 2025 год) и регион диссертационного исследования.

Цель исследования – реконструкция динамики лесных пожаров в Приенисейской Сибири в голоцене и выявление основных факторов, ее определяющих.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Разработать и валидировать метод автоматического подсчета макрочастиц угля в торфяных и озерных отложениях для ускорения и повышения эффективности обработки большого количества образцов.
2. Реконструировать хронологию пожарной активности, выявить периоды ее роста и спада, а также определить общие и специфические черты пожарных режимов для разных частей Приенисейской Сибири в сравнении с сопредельными территориями.
3. Выявить и проанализировать комплекс природных и антропогенных факторов, определяющих долговременную динамику пожаров в Приенисейской Сибири.

Объектом исследования выступают голоценовые отложения торфяных болот и озер Приенисейской Сибири. **Предмет исследования** – содержание и

характеристики макроскопических частиц угля как индикатора пожарной активности, а также связь пожарных режимов с динамикой климата и растительности.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу диссертации положены материалы, полученные в ходе полевых работ на четырех ключевых участках в Приенисейской Сибири, расположенных в окрестностях населенных пунктов Туруханск, Тура, Ванавара и Игарка, в которых автор принимал личное участие. Всего было изучено 11 разрезов (10 болот и одно заболоченное озеро), что позволило получить непрерывные записи пожарной активности за последние 8000 кал. л. н. Автором лично выполнены камеральная обработка, интерпретация полученных данных, включая статистический анализ. Диссертантом лично были выполнены подсчет микрочастиц угля автоматическим методом для 1910 образцов, ручным для 311, анализ гумификации торфа для 65 образцов, анализ потерь при прокаливании для 154 образцов, анализ ботанического состава торфа под руководством к.б.н. Н.Г. Мазей для 463 образцов. Остальные данные были предоставлены коллегами, которым автор глубоко признателен. Общее количество использованных радиоуглеродных дат составило 88, что обеспечивает надежную хроностратиграфическую основу для выполненных реконструкций. Анализ и обобщение всего материала выполнены лично автором.

Методология и методика. Методологической основой работы послужили принципы сравнительно-географического и системного анализа. Для решения поставленных задач применялся комплекс стандартных и оригинальных методов палеогеографических исследований. Основным методом получения первичных данных являлся макроскопический антракологический анализ (подсчет частиц угля размером >100–150 мкм). Значительная часть работы посвящена разработке и апробации оригинального метода автоматического подсчета макрочастиц угля в отложениях на основе анализа изображений, что позволило кратно увеличить объем обрабатываемого материала. Помимо этого, использовались традиционные методы изучения торфяных отложений: определение потерь при прокаливании (ППП), анализ степени гумификации торфа. Хронология событий устанавливалась на основе радиоуглеродного датирования (AMS-метод) с последующей калибровкой дат. Статистическая обработка данных, включая спектральный анализ для

выявления цикличности, выполнялась на языках python и R с применением соответствующих пакетов.

Выбор ключевых участков (Туруханск, Тура, Ванавара, Игарка) обусловлен необходимостью охвата различных природных зон и подзон Приенисейской Сибири (от средней тайги до лесотундры) для выявления пространственно-временных закономерностей динамики пожаров. Исследования проводились в пределах Эвенкийского и Туруханского районов Красноярского края, в бассейнах рек Енисей, Нижняя Тунгуска (участок Тура) и Подкаменная Тунгуска (участок Ванавара). Участок в районе Туры расположен в подзоне северной тайги, Ванавара – в средней тайге в бассейне Подкаменной Тунгуски, тогда как Туруханск и Игарка характеризуют подзоны северной тайги и лесотундры на берегу Енисея, что позволило охватить широкий спектр ландшафтов.

Научная новизна работы заключается в следующем:

1. Разработан и валидирован новый автоматизированный метод подсчета макрочастиц угля, позволяющий значительно ускорить процесс антракологического анализа и получать дополнительную информацию о морфологии частиц.
2. Впервые для обширной территории Приенисейской Сибири получена непрерывная, детально датированная реконструкция пожарных режимов на протяжении большей части голоцена (последние 8000 лет), существенно восполняющая существовавший пробел.
3. Выявлены основные этапы и региональные особенности динамики пожаров, а также установлена их связь с климатическими изменениями. Выявлено, что повышение пожарной активности приходится на периоды 7700-5700, 5100-4200, 2000-1000 кал.л.н. (калиброванных лет назад) и в течение последних 500 лет.
4. Выделены выраженные региональные различия в параметрах пожарного режима. Максимальные значения частоты пожаров и скоростей накопления макрочастиц угля приходятся на ключевой разрез Тура (Центральная Эвенкия), для которого, кроме того, установлен дополнительный этап усиления пожарной активности в интервале 3700–2700 кал. л. н., не отмеченный на других изученных участках.

Научная и практическая значимость. Разработанный метод автоматического подсчета макроуглей может быть использован в лабораторной практике для ускорения обработки образцов при палеогеографических и геоархеологических исследованиях. Выявленные закономерности и циклы пожарной активности в Приенисейской Сибири могут быть учтены при построении долгосрочных прогнозов пожарных рисков в регионе в условиях меняющегося климата. Материалы диссертации могут использоваться в учебном процессе в курсах «Палеогеография» и «Ландшафтоведение».

Основные защищаемые положения:

1. В Приенисейской Сибири выявлены четыре интервала роста пожарной активности в голоцене (7700–5700, 5000–4200, 2000–1000 кал. л. н. и с 500 кал. л. н. до настоящего времени), разделенные фазами резкого ослабления пожаров. Установлено, что изменения пожарной активности обусловлены климатическими колебаниями: росту пожаров способствовали потепление и снижение увлажненности климата, а ослаблению – похолодание и увеличение количества осадков.
2. Долгопериодные изменения пожарных режимов в Приенисейской Сибири в голоцене демонстрируют согласованность с соседними регионами (Западная Сибирь, Якутия) и частичное совпадение по времени с некоторыми районами Европы, что свидетельствует о влиянии крупномасштабных атмосферных процессов на пожарные режимы континентальных районов Евразии.
3. Разработанный автоматический метод подсчета макрочастиц угля в торфе и озерных отложениях на основе анализа изображений обеспечивает существенное ускорение обработки при приемлемой точности и позволяет получать морфометрические характеристики углей для дифференциации травяных и древесных морфотипов.

Степень достоверности полученных результатов обеспечивается репрезентативностью фактического материала: изучено 11 разрезов, суммарно проанализировано 2878 образцов торфа для подсчета макрочастиц угля (ручным и автоматическим методом), 1425 образцов для анализа потерь при прокаливании, 631 образец для анализа гумификации торфа (для 7 разрезов), более 500 образцов ботанического состава торфа. Надёжная хронологическая основа подтверждается

серией из 88 радиоуглеродных дат и построением возрастных моделей с использованием Байесовского подхода (Bacon). Корректное применение статистических методов анализа (вейвлет-анализ, анализ главных компонент, z-оценка) обеспечивает объективность выделения пожарных событий и циклов. Сопоставление полученных результатов с опубликованными данными по Западной Сибири, Якутии, плато Путорана выявило высокую степень синхронности выделенных этапов пожарной активности, а внутренняя согласованность данных по нескольким разрезам в пределах каждого ключевого участка подтверждает воспроизводимость реконструкций.

Апробация и публикация результатов исследований. По теме диссертации опубликовано 6 статей в рецензируемых научных изданиях, в том числе 3 на иностранном языке, индексируемых в базах данных Scopus, Web of Science, RSCI, а также 7 работ в сборниках материалов и тезисов конференций. Результаты работы докладывались и обсуждались на всероссийских и международных конференциях, а также на семинарах Института географии РАН. Доклады сделаны в рамках: VII Всероссийской конференции с международным участием «Динамика экосистем в голоцене» (Пермь, 2025), XVI Всероссийской палинологической конференции, посвящённой 145-летию В.Н. Сукачёва (Москва, 2025), Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2025 года» (Москва, 2025), международной конференции PAGES 2025 7th Open Science Meeting (Шанхай, 2025), VI Международной конференции «Палеолимнология Северной Евразии 2024» (Красноярск, 2024), X Международного симпозиума «Степи Северной Евразии» (Оренбург, 2024), XIV Всероссийской молодежной научной школы-конференции «Меридиан» (Москва, 2022), I Всероссийского форума «GeoExpedition» (Москва, 2022), VI Всероссийской научной конференции с международным участием «Динамика экосистем в голоцене» (Санкт-Петербург, 2022).

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы. Основной текст изложен на 148 страницах, включает 68 рисунков и 9 таблиц. Список литературы содержит 188 наименований, в том числе 142 – на иностранных языках.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю д.г.н. Елене Юрьевне Новенко (Институт географии РАН) за

многоелетнее наставничество, всестороннюю поддержку и неоценимую помощь на всех этапах работы над диссертацией. Автор глубоко признателен к.б.н. Наталье Григорьевне Мазей (Институт географии РАН) за обучение методам лабораторных исследований и помощь в освоении ботанического состава торфа, Дмитрию Александровичу Куприянову (Институт географии РАН) – за первоначальное ознакомление с методом подсчёта макрочастиц угля и предоставление данных по разрезам болота Игарка. Автор благодарит Ксению Андреевну Бородину (Институт географии РАН) за предоставленные данные спорово-пыльцевого анализа, а также Родиона Александровича Андреева и Екатерину Алексеевну Макарову (Институт географии РАН) – за содействие в проведении анализов потерь при прокаливании и гумификации торфа. Автор искренне благодарен д.г.н. О.К. Борисовне, к.г.н. С.В. Харченко и к.б.н. А.С. Прокушкину за ценные замечания к тексту.

Автор выражает признательность коллективу кафедры физической географии и ландшафтоведения географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и отдела четвертичной палеогеографии ИГРАН за формирование комплексного научного подхода. Отдельная благодарность адресована всем участникам полевых работ и коллегам, чьё содействие сделало возможным выполнение настоящего исследования. Автор также признателен родным и близким за неизменную моральную поддержку на протяжении всей работы.

Работа выполнена в рамках гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации «Глобальные климатические вызовы на территории России: ретроспективный анализ, прогноз и механизмы адаптации» (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024).

Глава 1. Метод реконструкции палеопожаров на основе анализа макроскопических частиц угля в болотных и озерных отложениях

1.1 Становление методики (1940-е – 1970 гг.)

Основоположником метода реконструкции палеопожаров по микрочастицам угля считается датский палинолог Йоханес Иверсен. В 1934 году при интерпретации данных спорово-пыльцевого анализа по болотным отложениям в Дании он обратил внимание, что некоторые изменения количества пыльцы не соответствуют известным климатическим ритмам (Iversen, 1934). Однако эти флуктуации по времени совпадали с периодом подсечно-огневого земледелия в исследуемом регионе. Наблюдение, что снижение концентрации древесной пыльцы совпадает с ростом числа угольных частиц, уверенно доказало влияние пожаров на растительность региона (Iversen, 1941). С этого момента можно отсчитывать историю метода реконструкции палеопожаров при помощи анализа угольных частиц в палеоархивах.

Всплеск интереса к истории пожаров в научном сообществе произошел позднее. Переломным моментом стал 1965 год, когда на VII конгрессе Международной ассоциации четвертичных исследований (INQUA) пожары были официально признаны ключевым связующим звеном между изменением окружающей среды и реакцией растительности как в прошлом, так и в настоящем (Wright et al., 1965).

Первой фундаментальной работой, заложившей основу для изучения микрочастиц угля в озерных отложениях, считается исследование Р.Б. Дэвиса на озерах штата Мэн (США) (Davis, 1967). В этой работе автор не только проанализировал механизмы поступления угольных частиц в озера (эоловый и водный перенос), но и впервые поставил вопрос о факторах, определяющих их пространственное распределение. Автор пришел к выводу, что время транспортировки угольных частиц минимально в районах с обильными осадками и крутыми склонами, тогда как наибольшее их количество аккумулируется в озерах с обширными водосборными бассейнами. Особую ценность представляет экспериментальная часть работы: были проведены лабораторные исследования скорости и характера погружения угольков в воду. Результаты показали, что в

водной среде частицы угля быстро намокают и тонут, что подтверждает надежность их захоронения в озерных отложениях при отсутствии вторичных нарушений. Важно отметить, что уже в этой пионерной работе было обращено внимание на возможные искажения палеоархива и риск турбаций (перемешивания) озерных осадков, которые могут нарушить стратиграфическую последовательность отложений и привести к ошибочным интерпретациям данных.

В работе Р.Б. Дэвиса предлагалось учитывать лишь общее количество угольных частиц, без дифференциации их дополнительных характеристик (Davis, 1967). Принципиально иной подход несколько лет спустя предложила Дж. Веддингтон (Waddington, 1969). Она отошла от простого подсчета общего количества частиц и ввела количественную морфометрию, начала измерять площадь угольных частиц и разделила их на 11 классов по размерам, отличить травяной уголь от древесного, а внутри травяного выделить осоковый, заложив тем самым основу для более детального анализа палеопожаров. Параллельно схожие разработки велись и другими исследователями. Так, в работе Хатчинсона с соавторами (Hutchinson et al., 1966) была проведена предварительная идентификация обугленных фрагментов травы, обнаруженных в отложениях озера в центральной Гватемале. В том же году Цукада (Tsukada, 1966), изучая отложения озера Нодзири в Японии, не только зафиксировал наличие обугленных частиц, но и смог определить таксономическую принадлежность древесных пород, к которым они относились.

Для идентификации угольных частиц и их отделения от сходных по окраске компонентов на ранних этапах развития метода применялись разные подходы. Р.Б. Дэвис (Davis, 1967) использовал модельные образцы сгоревшей и несгоревшей древесины и заключил, что уголь под микроскопом легко отличим от других органических фрагментов. Дж. Веддингтон (Waddington, 1969), напротив, применяла химическую обработку азотной кислотой для удаления пирита, также имеющего черный цвет, и учитывала только однородные непрозрачные частицы.

На ранних этапах развития метода реконструкции пожаров интерпретация результатов анализа угольных частиц часто рассматривалась в контексте антропогенного воздействия. В частности, в работах Дэвис (Davis, 1967), Цукады (Tsukada, 1966) и Хатчинсона с соавт. (Hutchinson et al., 1966) увеличение содержания угля в отложениях трактовалось как результат расчистки земель

человеком (в случае Гватемалы – сельскохозяйственной деятельности майя). В исследовании Веддингтон (Waddington, 1969) по озерным отложениям Миннесоты предложен другой подход: проанализировав динамику растительности в экотонной зоне "лес-прерия", она выявила четкую обратную корреляцию между пожарами и распространением древесной растительности, как источника сгоревшей биомассы, что указывало на климатическую обусловленность пожаров, а не на деятельность человека.

1.2 Развитие методики анализа угольных частиц (1970 – 1990 гг.).

В период 1970 -1990 гг большое внимание исследователей было уделено изучению механизмов поступления угольных частиц в отложения озер и болот включало три основных аспекта: анализ путей переноса (ветровой и водный сток), изучение закономерностей рассеивания и оценку возможности переотложения.

На ранних этапах развития метода анализа угольных частиц было принято допущение об аэродинамической схожести частиц угля и пыльцы. Предполагалось, что дальность их переноса, согласно гравитационным законам, обратно пропорциональна размеру и массе (Patterson et al., 1987). Несмотря на то, что в публикациях этот тезис не был четко сформулирован, он, по-видимому, принимался по умолчанию. Развитием метода стало исследование Р. Кларка (Clark, 1983), в котором на эмпирическом уровне было доказано определяющее влияние на пространственное распределение угольных частиц таких факторов, как скорость и направление ветра, а также интенсивность осадков.

Перенос частиц угля с водным стоком также привлекал внимание исследователей. В ряде работ было показано, что после пожаров значительная часть древесного угля перемещается именно гидрологическим путем (Blong, Gillespie, 1978; Swynar, 1978; Rummer, 1983). Отмечается, что эрозия, часто усиливающаяся из-за возрастания поверхностного стока после пожара, выносит как минеральные частицы, так и фрагменты древесного угля. Дополнительным подтверждением водного переноса служит пространственное распределение угля в седиментационных бассейнах: в озерных отложениях его содержание выше вблизи устьев впадающих водотоков по сравнению с глубоководными частями озера (Clark, 1983).

Исследования процессов переноса показывают, что основная масса частиц угля осаждается вскоре после их образования, независимо от того, перемещались ли они воздушным или водным путем (Blong, Gillespie, 1978). Однако продолжительность транспортировки и, соответственно, время отложения угля в конечном водоеме существенно варьируют в зависимости от ландшафтных условий. Минимальный лаг ожидаем в регионах с обильным увлажнением, значительными уклонами поверхности и развитой гидрографической сетью, которая служит эффективным каналом для быстрого поступления частиц угля в озера. Напротив, в аридных районах продолжительные засушливые периоды могут значительно увеличить интервал между пожаром и моментом захоронения угля в водоеме (Patterson et al., 1987). Более того, как отмечает Р. Кларк (Clark, 1983) на примере засушливых районов Австралии, сам факт наличия угля в осадках здесь часто маркирует не просто эпизод пожара, а совпадение во времени пирогенного события и последующего ливня, необходимого для смыва частиц в водоем.

Первоначальные модели рассеивания угольных частиц строились по аналогии с пылевым дождем: предполагалось, что основная масса частиц осаждается вблизи источника, а их размер закономерно уменьшается по мере удаления от него. Однако, как отмечают сами авторы (Patterson et al., 1987), такой подход является упрощением. При всей своей внешней логичности он не учитывает воздействие конвективных потоков, возникающих при пожаре, которые способны забрасывать частицы на значительную высоту и тем самым существенно влиять на траектории их дальнейшего переноса. Дальнейшие исследования (в частности работа Backman, 1984), позволили уточнить пространственные масштабы поступления угля в седиментационные архивы. Было установлено, что для небольших водосборных бассейнов вероятность аккумуляции угля местного происхождения значительно выше, чем регионального. Это положение имеет принципиальное значение для корректной интерпретации результатов анализа макрочастиц угля.

В исследованиях переотложения угольков основными причинами их перемещения названы биотурбации, морозное пучение (в высоких широтах) и промерзание озёр (Patterson et al., 1987)

В период 1970–1990 гг. активное развитие получили исследования, направленные на таксономическую идентификацию сгоревшей растительности по

микроструктурным признакам угля. Было предложено различать фрагменты угля однодольных (преимущественно травянистых форм) и двудольных растений (древесная растительность) на основе анализа рисунка клеточных стенок. Однако ключевым ограничением данного подхода являлось требование отбирать для анализа только те частицы, которые сохранили четко различимую клеточную структуру, что существенно сокращало репрезентативную выборку и, соответственно, количество определяемых частиц (Patterson et al., 1987).

В период 1970–1990 гг. сложились основные подходы к количественному представлению данных анализа частиц угля в отложениях. К их числу относятся: подсчет общего количества частиц, измерение их площади в образце, а также распределение частиц по размерным и морфологическим типам (Patterson et al., 1987). Абсолютные показатели (количество и площадь угольков) могли нормироваться различными способами: выражаться в процентах от суммы пыльцы или как отношение к пыльцевым концентрациям, рассчитываться на единицу объема/массы осадка либо представляться в виде скорости аккумуляции (интенсивности привноса) на единицу площади в год (*influx*). В современных палеоантракологических исследованиях именно показатель скорости привноса частиц угля (*charcoal influx*) является наиболее употребимым, поскольку он позволяет нивелировать искажения, связанные с вариациями скорости седиментации, и дает наиболее объективную картину изменения пожарной активности во времени.

Различных предложений по интерпретации полученных данных в эти годы было достаточно много, о чем было написано в обобщающей работе (Patterson et al., 1987), при этом большая часть из них строилась на сравнении соотношения угольков и пыльцы для выявления зон на спорово-пыльцевой диаграмме, когда пожары были наиболее распространены. Непосредственно работ по выявлению одиночных пожарных событий встречается мало (Patterson et al., 1987).

В 1975 году вышла работа (Tallis, 1975), в которой были впервые разделены угольные частицы на макроскопические и микроскопические угольные частицы. Автором не указывается конкретная граница по размеру между двумя типами, но отмечается, что макроскопический уголь – довольно крупный (приводятся в пример частицы размером около 9*15 мм), а микроскопический существенно меньше

(десятки и сотни микрон). По предположению автора, макроскопический уголь из-за более крупного размера и веса откладывается в непосредственной близости от места пожара, в то время как микроскопический уголь привнесен в результате горения в том же регионе, но на достаточно большом расстоянии, и формирует лишь фоновый "шум".

Наряду с развитием традиционных методов микроскопического подсчета, в рассматриваемый период были предприняты попытки внедрения автоматизированных подходов, в частности, анализа изображений образцов (Patterson et al., 1987). Однако на начальном этапе применение данного метода столкнулось с серьезными ограничениями, главным из которых являлась сложность дифференциации частиц древесного угля от других темноцветных компонентов осадка. Авторы предполагали, что при условии надлежащей пробоподготовки и соответствующей настройки программного обеспечения анализ изображений мог бы обеспечить быстрое и точное получение количественных данных. Однако подсчет угольков под биноклем остается основным инструментом количественной оценки содержания угля в отложениях до настоящего времени.

1.3 Развитие метода анализа угольных частиц в отложениях в период с 1990 гг. по настоящее время

1.3.1 Создание единой схемы поступления частиц угля в отложения.

В течение последних десятилетий было произведено формальное разделение угольков на микрочастицы <125 мкм и макрочастицы 125> мкм (Mooney, Tinner, 2011), а также установилось мнение, что микроуголь способен перемещаться от места пожара на расстояние около 20-100 км и более, а макроуголь в пределах 20-50 км (Mooney, Tinner, 2011).

В ходе развития методологии анализа угольных частиц сформировалось представление о различной временной приуроченности их поступления в палеоархивы. Предложено различать **первичный** уголь, поступающий в отложения непосредственно во время пожара или в течение непродолжительного времени после него, и **вторичный** уголь, захоронение которого происходит со значительной задержкой, спустя годы и десятилетия после пирогенного события. Исследования

современного осадконакопления в озерах подтверждают возможность существенного временного разрыва между пожаром и фиксацией его сигнала в донных отложениях. Примером служат наблюдения в Йеллоустонском национальном парке после пожаров 1988 г. (Whitlock, Millsaugh, 1996). В озерах, расположенных как на горевших, так и на не затронутых огнем водосборах, было зафиксировано поступление древесного угля. Однако на участках с выгоревшими водосборами его содержание в осадках оставалось повышенным на протяжении последующих пяти лет. Авторы связывают это с поступлением вторичного угля из двух основных источников: во-первых, с разрушением обгоревших стволов и ветвей, экспонированных по берегам водоемов; во-вторых, с эрозионным смывом частиц поверхностным стоком. Отмечается, что роль последнего фактора снижается по мере восстановления растительного покрова и стабилизации почв на водосборах.

Другой источник древесного угля в озерных отложениях – это накопление частиц, попавших в озеро во время пожара, которые были снесены на берег и отложены в литоральной зоне. В последующие годы после пожара этот материал был может быть перенесен в глубоководную зону. Так, было показано, что уголь на мелководье способен мобилизоваться в озере во время весенней циркуляции и мигрировать в более глубоководные части. В большинстве случаев этот перемещенный материал является частью пика угольных частиц. Таким образом, важно отметить, что пик угля в стратиграфической записи, вероятно, состоит из частиц, отложенных в момент пожара и после пожара. По этой причине по количеству древесного угля в озерах может быть трудно судить об интенсивности или размерах пожаров в прошлом (Whitlock, Millsaugh, 1996).

Исследования последних трех десятилетий показали, что частицы угля, образующиеся при пожарах, способны подниматься на значительную высоту в составе конвективной колонны (Radtke et al., 1991; Conedera et.al., 1997). В связи с этим сложилось представление о трех категориях источников угля, различающихся по удаленности от места осадконакопления: локальные (в пределах водосбора), экстралокальные (за пределами водосбора, но на относительно небольшом удалении) (рис. 3) и региональные (удаленные на многие километры).



Рисунок 3. Выгоревший лес вокруг нетронутого болота как пример поступления макрочастиц угля от экстралокального пожара. Фото предоставлено администрацией Тунгусского государственного природного заповедника.

Обобщение результатов многолетних исследований механизмов поступления частиц угля в палеоархивы нашло отражение в интегральной модели, предложенной Conedera с соавторами (1997) (рис. 4). Данная схема синтезирует существующие представления о путях транспортировки угольных частиц от источника эмиссии до конечного захоронения в озерных и болотных отложениях, учитывая как первичное выпадение из атмосферы, так и вторичный смыв с водосбора.

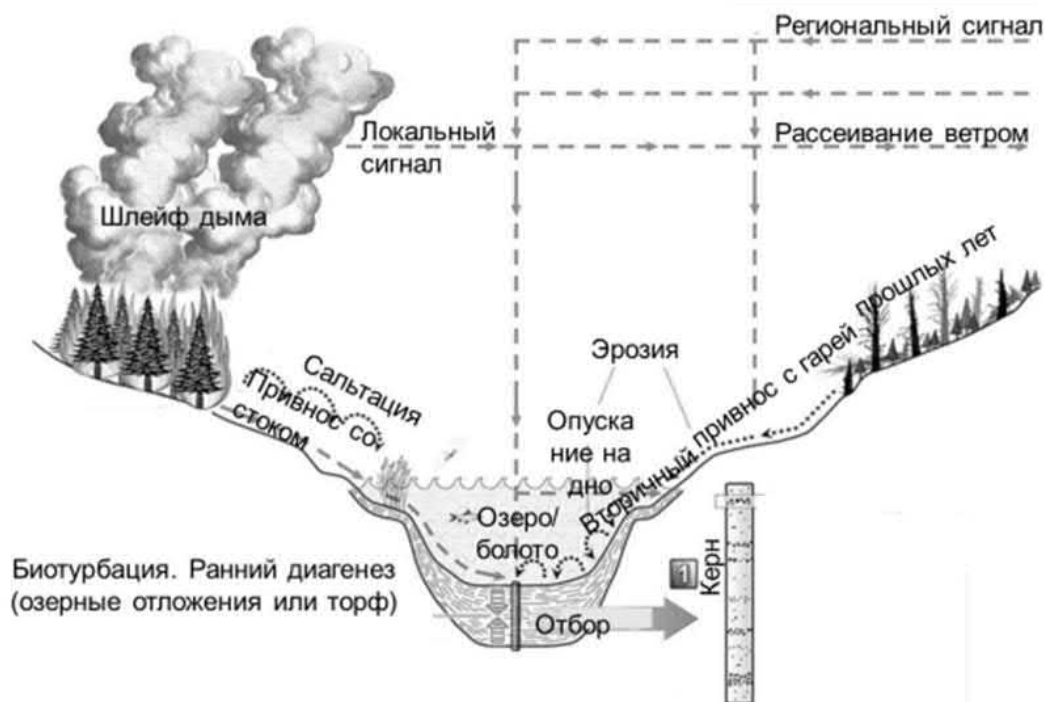


Рисунок 4. Схема попадания частиц угля после пожара в озерные отложения или торф (по Conedera et al., 1997 с изменениями (перевод текста)).

Моделирование атмосферного переноса угольных частиц (Clark, Patterson, 1997), позволило количественно оценить связь между размером частиц и дальностью их перемещения. Согласно полученным данным, частицы диаметром более 1000 мкм выбрасываются на небольшую высоту и осаждаются в непосредственной близости от границы пожара. Частицы размером менее 100 мкм способны распространяться далеко за пределы 100-метровой зоны, а наиболее мелкие фракции поднимаются в верхние слои атмосферы и переносятся на сотни и тысячи километров. Важным результатом моделирования стало выявление так называемого «расстояния проскока» (skip distance) - интервала между основанием конвективной колонны и зоной начала активного осаждения частиц. В частности, для частиц диаметром менее 200 мкм модельные расчеты предсказывают существенное снижение их концентрации в пределах 6 км от конвективной колонны, что необходимо учитывать при интерпретации пространственного распределения угля в отложениях (Clark, Patterson, 1997).

Эмпирические наблюдения, выполненные после современных пожаров, в целом подтверждают выводы моделирования о снижении концентрации угля по

мере удаления от источника. Исследование последствий пожаров 1988 года в Йеллоустонском национальном парке (Whitlock, Millsbaugh, 1996) показало, что частицы древесного угля размером более 125 мкм были многочисленны в отложениях небольших озер, расположенных в радиусе до 7 км от горевших территорий; за пределами этой зоны их аккумуляция резко сокращалась. Более детальное исследование, проведенное после пожара 1996 года на Каскадном хребте в Орегоне (Whitlock, Larsen, 2001), включало анализ верхнего слоя осадков из 35 озер. В кернах, отобранных в пределах сгоревших участков, было зафиксировано статистически значимое увеличение содержания угля в верхних пробах по сравнению с фоновыми значениями. При этом амплитуда пиковых значений (разница между верхней и второй пробой) на горевших участках была существенно выше, чем на контрольных (несгоревших). Дополнительным подтверждением роли атмосферного переноса стало пространственное распределение угля: на участках, расположенных с наветренной стороны от пожаров, его концентрация оказалась выше, чем с подветренной (Whitlock, Larsen, 2001).

Исследования последних лет существенно уточнили представления о дальности переноса пирогенных частиц и критериях интерпретации микроугольных записей. В работе Adolf et al. (2018), выполненной на обширном материале из различных ландшафтных зон Европы (степи, неморальные и бореальные леса, альпийские луга), было установлено, что для частиц диаметром от 10 до 500 мкм размер области питания палеоархива составляет около 40 км. При этом значимых различий между ландшафтами не выявлено. На основе этих данных авторы предложили считать частицы крупнее 500–600 мкм индикаторами локальных пожаров (с радиусом действия до 3 км), подчеркнув необходимость привлечения дополнительных косвенных признаков нарушения растительного покрова вблизи водоема.

Важность осторожного подхода к размерным критериям подтверждается наблюдениями в экстремальных условиях. Исследование в Австралии зафиксировало перенос крупных фрагментов угля (более 5 см в диаметре) на расстояние не менее 50 км во время катастрофического пожара, когда шлейф дыма достигал высоты 15 км (Woodward, Haines, 2020). Хотя этот случай следует рассматривать как специфический, он демонстрирует принципиальную

возможность дальнего переноса даже очень крупных частиц при определенных условиях (экстраординарная мощность пожара, большая высота конвективной колонны).

Наиболее полное обобщение проблемы представлено в работе Р Вачулы (Vachula, 2020), основанной на синтезе модельных расчетов и натуральных наблюдений. Автор приходит к выводу, что частицы угля независимо от размера потенциально могут перемещаться на расстояние до 50 км. При этом дальность переноса варьирует в зависимости от силы и площади пожара, направления ветра и типа топлива (Vachula, 2020, табл. 1). Поскольку эти параметры, как правило, неизвестны для прошлых событий, автор предлагает рассматривать само наличие угля в отложениях как индикатор регионального пожара (в радиусе до 50 км). Для обоснованного заключения о локальном характере пожара необходимо сочетание двух условий: (1) присутствие крупных частиц (>600 мкм для европейских территорий) и (2) наличие дополнительных косвенных признаков, таких как привнос минеральных частиц с водосбора, свидетельствующий об усилении эрозии после уничтожения растительности или палеоботанической информации о нарушениях растительного покрова (Adolf et al., 2018).

Таблица 1. Дальность переноса частиц угля по данным изучения атмосферных и седиментационных ловушек и отложений озер в различных типах растительности (по Vachula, 2020 с сокращениями)

Тип растительности	Размер частиц угля (мкм)	Максимальное расстояние распространения или площадь источника (км)
Атмосферные осадочные ловушки		
тайга	>180	0.06
степь	125-1000	5
бореальный лес	>180	0.08
бореальный лес	>2000	0.12
умеренный лес	500-2000	0.1
умеренный лес	2000-7000	20
альпийский лес	10 ³ -10 ⁴	5.3
умеренные леса	<500	5

Тип растительности	Размер частиц угля (мкм)	Максимальное расстояние распространения или площадь источника (км)
Осадочные ловушки и поверхностные отложения озёр		
бореальные, альпийские и умеренные леса; степь	10-50 ⁶	40
саванна	>100	4
саванна	>50	0
умеренный лес	>125	15
степь	60-1000	1.0
бореальный лес	>150	6
субальпийский лес	125-250	32
Керны озёрных отложений		
лес, саванна и мозаика лес-саванна	>160	55
бореальный лес	>150	20
бореальный лес	>150	20
прибрежный умеренный лес	150-500	0.5
субальпийский лес	150-500	0
бореальный лес	>180	2
бореальный лес	>75	120
умеренный лес	>125	80
умеренный лес	>75	20-50
умеренный лес	63-150	150
умеренный лес	>150	35
тундра	>250	25
тундра	>120	102
тундра	>125	76
тундра	>150	156
тундра	>180	149
тундра	>250	24

Таким образом, основной фокус современных методологических исследований направлен на изучение расстояния переноса угольных частиц. Большинство исследователей считают, что крупные угли переносятся на меньшее расстояние, однако существуют данные, что угли любого размера могут перемещаться до 40-50 км, что отражает региональные пожары. Для выявления

локальных пожаров нужно рассматривать дополнительные признаки палеопожаров, полученные другими методами.

1.3.2 Развитие статистических методов обработки результатов анализа угольных частиц в отложениях

В течение последних десятилетий стали активно развиваться статистические методы для интерпретации данных результатов подсчетов частиц угля для реконструкции пожарных событий (Long et al., 1998; Higuera, 2009).

Термин «скорость поступления угля в отложения на единицу площади», сокращенно называемый CHAR (CHarcoal Accumulation Rates) был впервые введен еще в 80-е гг (Patterson et.al., 1987). Однако его активное использование началось лишь с 1998 года после работы Long et al. (1998), в которой данный показатель был успешно применен для реконструкции пожарной активности.

Поступление угольных частиц в водоем может продолжаться в течение длительного времени после пожара, иногда на протяжении нескольких лет, что приводит к «размыванию» пожарного сигнала во времени. Кроме того, частицы угля способны переноситься на значительные расстояния от удаленных очагов возгорания, хотя их количество в таком случае обычно невелико. Согласно исходной концепции, в большинстве временных рядов CHAR выделяются две составляющие: низкочастотная (медленно меняющаяся), обозначаемая как фоновая, и высокочастотная (быстро меняющаяся), соответствующая пиковому компоненту.

Фоновый компонент или общие тренды в данных могут формироваться под влиянием нескольких факторов, которые зачастую трудно разделить. В частности, изменение уровня фонового CHAR во времени может отражать динамику накопления горючих материалов (например, увеличение лесистости территории) и, как следствие, изменение объема поступающего древесного угля. Кроме того, фоновый CHAR связывают с поступлением вторичного угля – материала, накопленного в пределах водосборного бассейна и поступающего в озеро на протяжении длительного времени; в таком случае данный компонент не связан непосредственно с пожарным режимом. Третьим возможным источником фонового угля являются региональные пожары. Таким образом, фоновый компонент отражает вариации количества сгораемого материала и поступления угольных частиц как первичного, так и вторичного генезиса, которые, в свою очередь, обусловлены

изменениями окружающей среды (климатическими колебаниями, антропогенным воздействием, трансформацией растительного покрова) (Long et al., 1998).

Значимые пики выделяются на основе порогового значения: значения CHAR, превышающие данный порог, интерпретируются как сигнал пожарного события. В зависимости от времени осадения образца такой пик может соответствовать как одному, так и нескольким пожарам, произошедшим в интервале времени, представленном данным пиком. Фоновая составляющая рассчитывается путем сглаживания исходных данных с помощью скользящего среднего (Long et al., 1998). Параметры метода – ширина окна сглаживания и пороговое отношение – предлагается определять по данным верхней части колонки, сопоставляя рассчитанные значения CHAR с известными историческими сведениями о пожарах (Long et al., 1998).

Сложность выделения значимых пиков CHAR заключалась в том, что сопоставление данных верхней части отложений с известными пожарами на прилегающей территории возможно не всегда: либо сведения о датах таких пожаров отсутствуют, либо пожары в недавнем прошлом не зафиксированы. Для решения этой проблемы была разработана программа CharAnalysis (Higuera, 2009), которая для удобства использования реализована в виде пакета *tapas* для среды R (Finsinger, Bonnici, 2022). В данном подходе предусмотрена дополнительная фильтрация пиковых значений, позволяющая исключить недостоверные пожарные события. Кроме того, с помощью анализа индекса зашумленности (*signal-to-noise index*) определяются оптимальные параметры окна сглаживания для выделения пожарных событий. Это обеспечивает возможность реконструкции пожаров даже для территорий, где отсутствуют данные о недавних пожарах.

Вместе с тем подход, основанный на выделении пиков, предполагает исключение фоновой составляющей, которая включает не только случайный шум, но и региональный сигнал. При ориентации исключительно на результаты CharAnalysis этот региональный компонент утрачивается, что может ограничивать полноту характеристик пожарного режима. Кроме того, метод опирается на ряд допущений, в частности на предположение о нормальном распределении фоновой составляющей. Однако на всем протяжении выборки нормальное распределение может не соблюдаться. Для преодоления этого ограничения используется

определение порогового значения с помощью скользящего окна, однако ширина окна не должна быть слишком малой, чтобы объем выборки оставался достаточным для статистических оценок (Crawford, Vachula, 2019).

1.4 Развитие методов пробоподготовки и способов подсчета угольных частиц.

Первые исследования предполагали, что уголь легко отличить от растительных остатков под микроскопом (Davis, 1967) или достаточно считать все однородные темные частицы (Waddington, 1969). Однако этот упрощенный подход вскоре признали ненадежным, так как он не позволял четко дифференцировать уголь от других непрозрачных растительных фрагментов (Swain, 1974). Для решения этой проблемы было впервые предложено предварительно химически обрабатывать образцы для идентификации угольков (Singh et.al., 1981).

По мере развития метода анализа угольных частиц и с разделением микро- и макроугля разделились и методики пробоподготовки образцов. Микроугли обычно подсчитывают при анализе пыльцы как дополнительную характеристику, поэтому дополнительной обработки угольных частиц при подготовке проб для спорово-пыльцевого анализа не требуется (Mooney, Tinner, 2011). Для количественного учета макроскопических угольных частиц была предложена отдельная методика. Образцы фиксированного объема подвергают обесцвечиванию, после чего промывают водой через сито с размером ячеек 125 мкм (Mooney, Tinner, 2011). Первоначально в качестве обесцвечивающего агента использовали 5% раствор перекиси водорода, впоследствии стал применяться гипохлорит натрия (NaOCl – бытовой отбеливатель) как более доступный и безопасный реагент. После обработки растительные остатки обесцвечиваются, тогда как уголь сохраняет темный цвет, что позволяет подсчитать все угольные частицы в образце под бинокуляром.

Подсчет угольных частиц под бинокуляром представляет собой трудоемкий процесс, особенно при высокой концентрации макроуглей в образцах. Идея использования анализа изображений для снижения трудоемкости была предложена еще в 1980-х годах, однако не получила дальнейшего развития. К этому подходу вновь обратились в работе (Mooney, Tinner, 2011), где предлагалось применять глобальный порог (единое значение для всех пикселей, разделяющее их на два

класса) на черно-белых изображениях для отделения угольных частиц от фона, однако точность подсчета не указывалась. Дальнейшее развитие метода представлено в работе Halsall et al. (2018). В исследовании Feurdean (2021) предложено использование метода водораздела на черно-белых изображениях, что позволило получать более достоверные оценки количества и площади угольных частиц. Полуавтоматический метод подсчета макрочастиц угля на изображении был предложен Snitker (2020): оператор самостоятельно идентифицирует частицу и оцифровывает ее, выделяя контуром или подбирая порог сегментации.

Наиболее точным и перспективным способом анализа макрочастиц угля является применение нейросетевых алгоритмов, обеспечивающих точность выделения частиц до 96% и точность классификации до 74% (Rehn, Rehn, 2019). Однако данный подход требует создания большой обучающей выборки и значительных вычислительных ресурсов. В исследовании Lesven et al. (2022) впервые предложено использовать цветные изображения и рассчитывать индексы на основе красного, синего и зеленого каналов, что позволяет повысить точность выявления частиц и оценки их площади.

Развитие методов анализа изображений способствовало возобновлению интереса к изучению морфологии угольных частиц и определению типа сгоревшей растительности по макроугольным остаткам. На сегодняшний день таких работ еще немного, однако прослеживается устойчивый тренд к их увеличению. В исследованиях Vachula et al. (2021) и Feurdean et al. (2023) проведен анализ геометрических характеристик частиц, позволивший авторам получить дополнительную информацию об источнике сгоревшей биомассы: на основе соотношения длины и ширины частиц предложено выделять травяные и древесные угольки. Более ранние работы предлагали более детальную и сложную классификацию, которая не может быть сведена лишь к измерению отношения длины к ширине (Enache, Cumming, 2006; Mustaphi, Pisaric, 2014). Однако использование более современных методов анализа изображений, в том числе нейросетевых, позволяет применять и эти сложные классификации, что было продемонстрировано в работе (Rehn, Rehn, 2019). Вместе с тем описанный подход пока не получил широкого распространения в силу высоких требований к вычислительным ресурсам. Тем не менее количество работ, в которых применяется

анализ изображений (пусть и с использованием более простых методов), неуклонно растет.

1.5. Основные понятия и термины при реконструкции палеопожаров

В отечественной научной литературе наиболее полная разработка термина «пожарный режим» принадлежит В.В. Фуряеву (1996), который трактует его как лесообразующий и экологический фактор. Согласно данному подходу, пожарный режим представляет собой совокупность параметров воздействия огня на лесные биогеоценозы (тип, периодичность, интенсивность и сезонность пожаров), определяющих направленность сукцессионных процессов (Фуряев, 1996). Параллельно в отечественной науке сформировались иные подходы: технико-экономический, в рамках которого пожарный режим понимается как комплекс мер по охране лесов (Мелехов, 1947), и географический, связывающий характеристики горимости с зональными типами растительности (Курбатский, 1962; Софронов, Волокитина, 1990).

В международной академической среде концепция fire regime стандартизирована как характерный для конкретной экосистемы режим пожаров, описываемый количественными параметрами: частотой, интенсивностью воздействия (severity), размерами, сезонностью и пространственной мозаичностью (Agee, 1993). В современной зарубежной литературе данное понятие расширяется: оно трактуется либо как эволюционно-исторический фактор, поддерживающий существование определенных биомов (Bond, Keeley, 2005), либо как целевой индикатор при ландшафтном менеджменте (Stephens et al., 2013). Указанные трактовки существенно отличаются от классических российских представлений, акцентирующих лесоводственные аспекты.

При изучении пожаров в голоцене термин приобретает специфическое палеоэкологическое содержание, понимаемое как реконструируемая по микрочастицам угля динамика пирогенного фактора, интегрирующая влияние климата, растительности и антропогенного воздействия (Whitlock, Bartlein, 2004). В связи с этим в данной работе под пожарным режимом понимается частота повторяемости пожарных событий (либо пожарных эпизодов) и соответствующих

им скоростей аккумуляции угля, а также фоновая аккумуляция угля для определенной территории в установленный промежуток времени (Whitlock et al., 2010).

В диссертационной работе использованы следующие понятия и термины:

- 1) Макрочастицы угля (макроуголь) – частицы угля с линейным размером более 100-125 мкм (Clark, 1988).
- 2) Мегауголи – частицы угля размером более 500 мкм. Согласно исследованию (Adolf et al., 2018) частицы с размером более 500-600 мкм преимущественно относятся к локальным пожарам (до 3 км).
- 3) Скорость аккумуляции угля (CHAR - Charcoal accumulation rate) – скорость поступления макрочастиц угля на определённую площадь в год. Как правило используется 1 см² (Higuera et al., 2009).
- 4) Пожарное событие – статистически достоверный пик аккумуляции макрочастиц угля преимущественно от одного пожара. В палеоэкологических исследованиях выделение пожарных эпизодов обосновано преимущественно для архивов с высоким (годовым) временным разрешением.
- 5) Пожарный эпизод – статистически достоверный пик аккумуляции угля, соответствующий нескольким пожарам, которые не могут быть разделены из-за низкой разрешающей способности палеоархива (Higuera et al. 2010).
- 6) Фоновая аккумуляция угля – относительно медленно меняющаяся составляющая пожарного сигнала (в сравнении с пиками), которая отражает поступление макрочастиц угля от отдаленных региональных пожаров и случайного заноса (Clark, Patterson, 1997).
- 7) Пожарный режим – частота повторяемости пожарных событий (эпизодов) и соответствующие им скорости аккумуляции угля, а также фоновая аккумуляция угля для определённой территории в заданный временной интервал (Whitlock et.al., 2010).
- 8) Межпожарный интервал (МПИ) – время между двумя пожарными эпизодами/событиями (Gil-Romera et.al., 2014).

Глава 2. Физико-географическая характеристика и история освоения территории исследования

2.1 Рельеф и четвертичные отложения

Территория исследований охватывает Енисейское правобережье Западной Сибири и Среднесибирское плоскогорье (Гвоздецкий, Михайлов, 1978). Изучение проведено на четырёх ключевых участках, расположенных в районах населённых пунктов Игарка, Туруханск, Тура и Ванавара (рис. 5); далее ключевые участки именуются по названиям этих населённых пунктов. Участки относятся к двум физико-географическим странам, внутри которых они сгруппированы по два в пределах одной ландшафтной провинции в соответствии с градиентом теплообеспеченности. Игарка и Туруханск расположены в Западной Сибири (Верхнетазовская ландшафтная провинция), а Тура и Ванавара – в Средней Сибири (Тунгусская ландшафтная провинция) (Гвоздецкий, Михайлов, 1978).

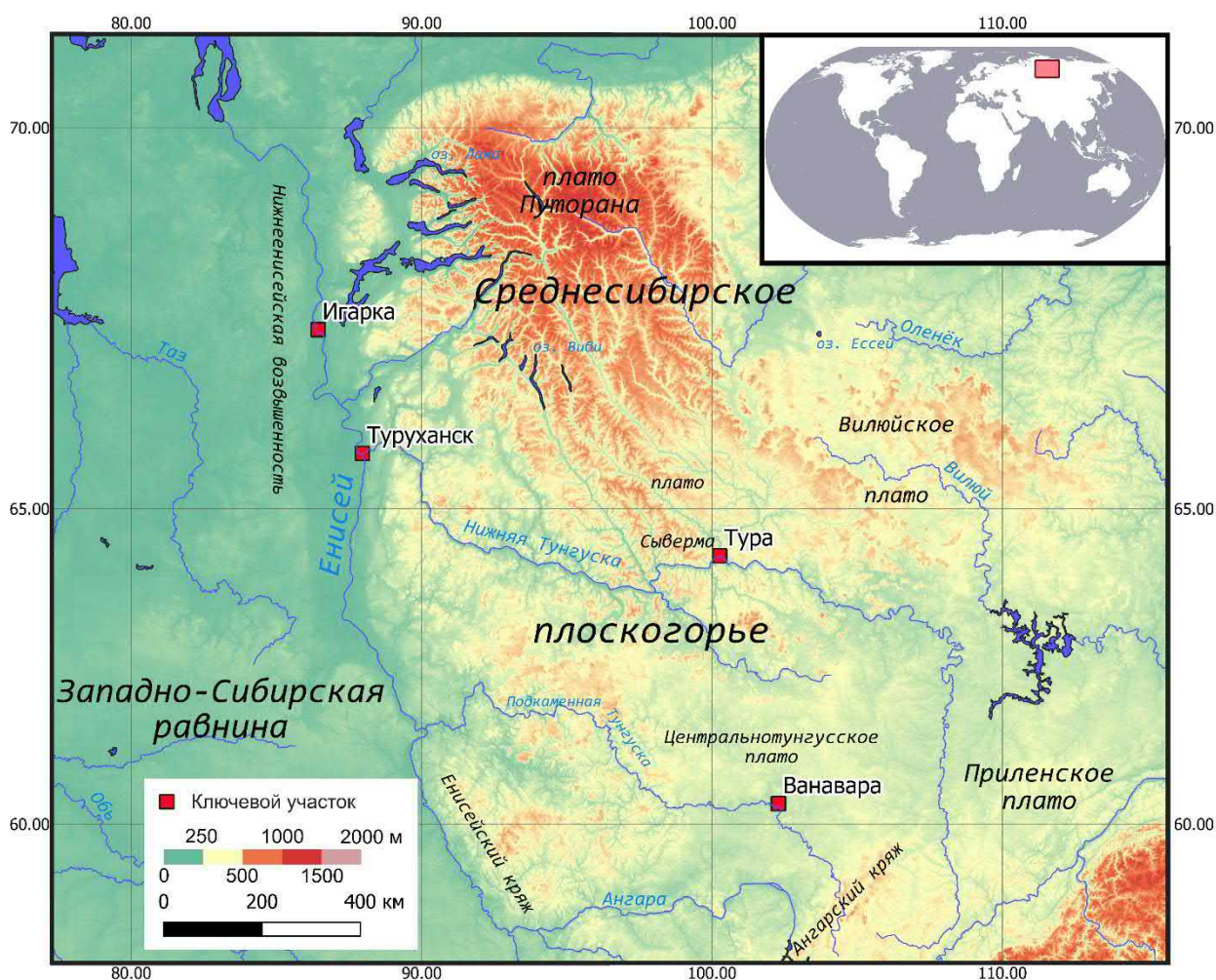


Рисунок 5. Положение ключевых участков исследования в районе населённых пунктов Игарка, Туруханск, Тура, Ванавара.

Рельеф рассматриваемых провинций существенно различается. На ключевых участках Игарка и Туруханск рельеф равнинный, с перепадами высот от 20 до 50 м над уровнем моря. На Среднесибирском плоскогорье рельеф имеет платообразный характер, осложненный глубоко врезынными долинами ручьев и рек (перепад высот может превышать 100 м) с крутыми, очень крутыми и обрывистыми склонами. Высоты изменяются от 100 м над уровнем моря у уреза крупных рек до 550 м над уровнем моря на вершинах водоразделов. При этом на участке Тура большая часть территории расположена в диапазоне высот 250–400 м над уровнем моря, тогда как на участке Ванавара высоты несколько ниже – от 100 до 300 м над уровнем моря.

Дочетвертичные отложения на территории ключевого участка Игарка представлены позднерифейскими доломитами, аргиллитами, брекчиями, а также метаморфизованными базальтами, трахибазальтами, андезитами, туфами и сланцами (Карта четвертичных отложений Q-45 (Игарка)..., 2018). Для района Туруханска характерно наличие средне- и позднеюрских песчаников, алевролитов и аргиллитов (Карта четвертичных отложений Q-45 (Игарка)..., 2018). Дочетвертичные отложения Туры и Ванавары представлены раннетриасовыми образованиями: в Ванаваре это туффиты, туфопесчаники и туфы, а в Туре также присутствуют базальты (Карта дочетвертичных отложений: Q-47 (Тура)..., 2018; Тунгусский заповедник..., 2003).

На территории исследования выделены следы трех оледенений: самаровского, тазовского и ермаковского. Наиболее раннее – самаровское оледенение (около 300 тыс. л.н., MIS 8) – распространялось на юге до 59–60° с.ш., остановившись в нескольких десятках километров от Подкаменной Тунгуски, и, таким образом, покрывало территорию трех ключевых участков, за исключением Ванавары (Astakhov et al., 2016). Тазовское оледенение (MIS 6, 130–180 тыс. л.н.) достигало устья Подкаменной Тунгуски, однако при движении на восток его граница смещалась к северу (Astakhov et al., 2016). В связи с этим в районе Туры граница ледника находилась в 50 км к северо-западу от территории современного поселка. Граница ермаковского оледенения (MIS 4–5, 115–57 тыс. л.н.) доходила практически до устья Нижней Тунгуски; в настоящее время она проводится в 15 км севернее современного Туруханска (Astakhov et al., 2016). Восточнее, около 94° в.д.,

оледенение достигало 65° с.ш., однако далее к востоку его граница проходила севернее.

Четвертичные отложения ключевого участка Игарка представлены гляциолимнологическими, гляциофлювиальными либо моренными отложениями и соответствуют ермаковскому возрасту, либо каргинскому интерстадиалу (карта четвертичных отложений Q-45 (Игарка)..., 2018). Для Туруханска характерны гляциофлювиальные и моренные отложения тазовского возраста (карта четвертичных отложений Q-45 (Игарка)..., 2018; Варганов и др., 2018). В долине Енисея на территории между Игаркой и Туруханском выделяется три надпойменных террасы на высотах 20-25, 30-40 и 50-60 м н.м.у. (над уровнем моря), сложенных песком с прослоями глины, ила и торфа (Astakhov, Mangerud, 2007).

Поскольку ключевой участок Тура был только в границах самаровского оледенения, моренные отложения занимают здесь небольшую площадь. Несколько чаще встречаются гляцифлювиальные отложения, как правило в вершинах ручьев или примыкая к долинам рек. Большую часть площади занимают маломощные отложения элювия базальтов и десерпция (мощностью 1-5 м), а также делювия и солифлюксия (до 10 м). В долине Нижней Тунгуски также представлены аллювиальные отложения поймы и террас голоценового возраста (Карта четвертичных отложений: Q-47 (Тура)..., 2018). В долине Нижней Тунгуски выделяется пойма и 7 надпойменных террас в нижнем течении, 8 в среднем и 9 в верхнем. Как правило, наиболее широко представлены пойма на высотах до 12 м на урезом реки, а также первая и вторая надпойменная терраса на высотах до 15 и 20 м соответственно. Ширина поймы в среднем составляет 0.2 км, первой и надпойменной террас 0.5-1 км. Остальные террасы фрагментированы, а их ширина не превышает 0.5-1 км (Цейтлин, 1964).

Территория ключевого участка Ванавара расположена во внеледниковой области (Astakhov et.al., 2016). Поэтому, если в Туре коллювиальные, делювиальные, солифлюкционные и десерпционные отложения занимают большую часть территории, то в Ванаваре они представлены повсеместно (Пояснительная записка..., 2010). В долине Подкаменной Тунгуски выделяется шесть террас. Однако, их сохранность очень плохая, а потому редко встречаются только незначительные по площади останцы. Наиболее представлены по площади пойма (7-

10 м от уреза) и останцы шестой надпойменной террасы (290-360 м н.у.м.) (объяснительная записка..., 2019).

2.2 Климат

Ключевые участки Игарка и Туруханск находятся в зоне умеренного континентального климата, тогда как Ванавара и Тура – в зоне умеренного резко континентального. Основные различия в климате обусловлены разницей в количестве осадков, тогда как температурные показатели этих районов схожи (таблица 2).

Таблица 2. Климатические характеристики ключевых участков за период 1990 - 2020 гг. Для гроз – за период 1966 - 2021 гг. (Разуваев и др., 2020)

Ключевой участок	Средняя температура января (°С)	Средняя температура июля (°С)	Количество осадков (мм/год)
Игарка	-27.2	+15.6	564
Туруханск	-25.5	+16.6	630
Тура	-34.0	+17.2	377
Ванавара	-27.9	+18.1	411

Схожие тенденции по количеству осадков и числу дней с осадками на всех ключевых участках сохраняются до сентября. После этого в Туруханске и Игарке количество осадков остается высоким вплоть до ноября (не менее 50 мм/мес.), тогда как на участках в Средней Сибири, напротив, снижается (до 40 мм/мес.) (рис. 6а). Изменения температуры в течение года также однотипны на всех участках (рис. 6): наиболее теплый месяц – июль, наиболее холодный – январь (рис. 6б).

Ключевой участок Игарка расположен в зоне прерывистого распространения многолетнемерзлых пород. Расположенный южнее Туруханск, как и Ванавара, находится в зоне массивно-островной мерзлоты. Тура, находящаяся севернее всех участков и характеризующаяся наиболее континентальными условиями, относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород (Геокриологическая карта СССР, Ершов, 1991).

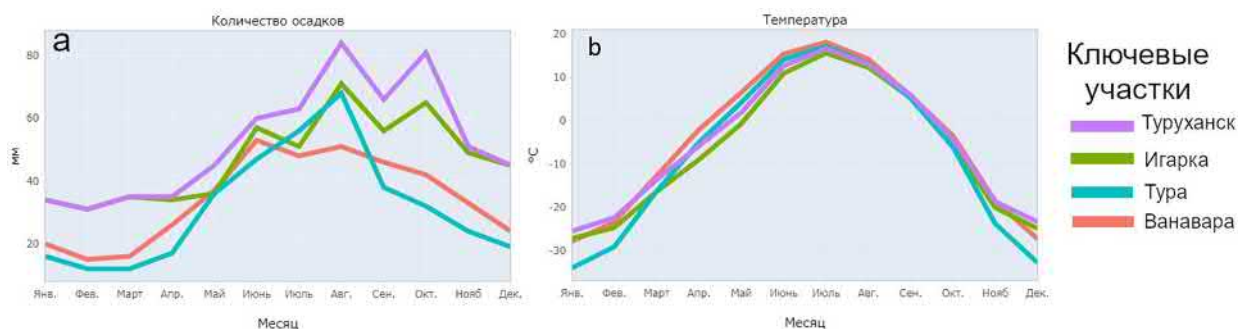


Рисунок 6. Климатические характеристики ключевых участков. а: количество осадков по месяцам; б: средняя температура воздуха. Для построения графиков использованы данные за период 1990-2020 гг. (Разуваев и др., 2020).

2.3 Растительность

Ключевые участки исследования расположены в двух зонах растительности. Наиболее северный из них, Игарка, относится к лесотундровой зоне (Исаченко, 1985; Национальный атлас России, т. 2, 2004; Огуреева и др., 2020; Сафронова, Юрковская, 2022). Участки Туруханск и Ванавара находятся в пределах таежной зоны, но принадлежат к разным подзонам: северной и средней тайги соответственно. Участок Тура, расположенный в более возвышенной местности, который характеризуется высотной поясностью (Огуреева и др., 2020; Сафронова, Юрковская, 2022), территория занята среднесибирской гольцово-тундрово-ерниково-редколесно-таежной растительностью (Национальный атлас России, т. 2, 2004).

Несмотря на значительные различия в растительном покрове, для всех участков характерно доминирование лиственницы, за исключением района Туруханска, где преобладают ель и вторичные березовые леса (ВЕГА-Science).

Для растительности Игарки характерны редколесья с преобладанием лиственницы сибирской (*Larix sibirica*), ели сибирской (*Picea obovata*) и березы извилистой (*Betula tortuosa*) и кедра (*Pinus sibirica*) (Исаченко, 1985; Vasilyeva, Goroshkevich, 2013). В подлеске произрастают душекия (*Dushekia fructicosa*), ива (*Salix spp.*), карликовая и тощая березы (*Betula nana*, *B. exilis*) (Исаченко, 1985; Сафронова, Юрковская, 2022), наземный покров лишайниковый или лишайниково-зеленомошный (Огуреева и др., 2020). В заболоченных лиственничниках обильны кустарнички, представленные *Ledum palustre*, *Empetrum nigrum*, *Vaccinium myrtillus*,

V. uliginosum, а зеленые мхи и лишайники сменяются сфагновыми мхами. Для района Игарка, расположенного в южной части лесотундры, свойственна относительно высокая сомкнутость лесов, встречаются бореальные виды (*Linnaea borealis*, *Vaccinium vitis-idea*). Болота представлены кустарничковыми осоково-пушицево-сфагновыми, осоково-гипновыми и лишайниково-сфагновыми болотами (Огуреева и др., 2020).

Согласно (Исаченко, 1985), на ключевом участке Туруханск зонально должны произрастать лиственнично-елово-кедровые леса с лишайниково-зеленомошно-кустарничковым покровом. Однако вследствие прошлого антропогенного воздействия доминируют вторичные березовые леса (*Betula pendula*, *B. pubescens*), что наблюдается по меньшей мере с 50-х годов прошлого века (Лавренко, Сочава, 1956) и сохраняется до настоящего времени. Несмотря на то что согласно районированию Туруханск расположен в зоне распространения крупнобугристых болот, во время полевых работ 2021 года были найдены и описаны только грядово-мочажинные болотные комплексы. На грядах отмечены карликовая береза (*Betula nana*), подбел (*Andromeda polifolia*), мирт болотный (*Chamaedaphne calyculata*), реже багульник (*Ledum palustre*) и осоки (*Carex* sp.), а также сфагновые мхи. Мочажины представлены вахтой трехлистной (*Menyanthes trifoliata*), шейхцерией (*Scheuchzeria palustris*) и осоками с зелеными и сфагновыми мхами либо открытой водой.

На участке Тура выделяются подгольцовый (550-750 м на западных склонах, 650-800 м на южных склонах) и горнотаежный (250-750 м) растительные пояса (Огуреева, 2023). В верхней части подгольцового пояса преобладают заросли душекии с можжевельновыми группировками (*Juniperus sibirica*), кустарничковыми тундрами и ерниками (Огуреева, 2023). В нижней части пояса преобладают березовые кривоlessя (*Betula tortuosa*) и березовые бруснично-багульниково-голубичные редколесья (Огуреева, 2023). Горнотаежный пояс представлен лиственничными (*Larix gmelinii*) и березовыми лесами (Огуреева, 2023), изредка в которых встречаются единичные ель и кедр, преимущественно на склонах южной экспозиции в долинах рек (Лавренко, Сочава, 1956). В зависимости от экспозиции, крутизны склонов и состава почв выделяются кустарничковые, лишайниковые и заболоченные моховые лиственничники. В кустарничковом ярусе доминирует багульник (*Ledum palustre*), также присутствуют брусника (*Vaccinium vitis-idaea*) и

голубика (*Vaccinium uliginosum*). В моховом покрове преобладают *Polytrichum commune* и *Aulacomnium turgidum*. В заболоченных лиственничниках развит кустарничковый ярус, а в моховом покрове могут присутствовать как зеленые, так и сфагновые мхи (Лавренко, Сочава, 1956).

На ключевом участке Тура болота распространены в долинах рек и ручьев либо на плато. Болота в долинах рек характеризуется мозаичной и комплексной растительностью (Карпенко, 2013). На плоскобугристых участках с глубиной сезонно-талого слоя 20-40 см доминируют лиственничники с кустарничковым ярусом из *Betula nana*, *Ledum palustre* и *Vaccinium uliginosum*. Моховой покров образован *Sphagnum fuscum*, *Pleurozium schreberi* и *Polytrichum commune*, с участием лишайников *Cladina* и *Cetraria*. На кочковато-бугристых участках с более глубокой мерзлотой (28-40 см) преобладают угнетенные лиственницы с редким подлеском из *Duschekia fruticosa* и ив. Травяно-кустарничковый ярус включает голубику, багульник и морошку, а моховой – *Sphagnum fuscum*, *Sph. rubellum* и зеленые мхи. На плоскобугристых болотах растительность мозаична: на сухих буграх доминируют *Betula nana*, *Ledum palustre* и сфагновые мхи, а в мочажинах – пушицы (*Eriophorum sp.*) и осоки (*Carex sp.*). В лиственничных редирах кустарничково-сфагнового типа преобладают *Sphagnum fuscum* и *Sph. rubellum*, с редкими кустарничками (багульник, морошка) и лишайниками (Карпенко, 2013). Болота на плато более однородны, преимущественно плоскобугристые безлесные с часто одной крупной мочажинной и заболоченным лиственничником вокруг болота. Растительность на буграх представлена группировками *Betula nana* и *Ledum palustre* и покровом из лишайников (*Cladina* и *Cetraria*). Окрайка мочажин представлена сфагновыми мхами, а в наиболее обводненной части осоками и пушицами.

Растительный покров Ванавары, расположенной в зоне средней тайги, отличается наибольшим разнообразием. Леса занимают около 70% территории и представлены смешанными лиственнично-сосновыми и березово-сосново-лиственничными древостоями. Основные древесные породы включают сосну обыкновенную (*Pinus sylvestris*), гибридную лиственницу (*Larix czekanowskii*) и лиственницу сибирскую (*Larix sibirica*). Леса подразделяются на несколько типов: толокнянковые (на вершинах холмов), лишайниковые (на крутых склонах), спирейные (с густым кустарничковым ярусом), травяно-кустарничковые (на южных

склонах), кустарничково-зеленомошные и ольховниково-кустарничково-зеленомошные (Тунгусский заповедник..., 2003). Также встречаются лиственничные леса с примесью ели и кедра, редкие темнохвойные елово-кедровые леса и прирусловые елово-лиственничные бруснично-зеленомошные леса. Вторичные леса представлены березовыми и осиновыми мелколиственными древостоями.

Болота включают лиственничные и елово-лиственничные редколесья, заболоченные березовые леса и ерниковые заросли из карликовой березы (Тунгусский заповедник..., 2003). Торфяные болота представлены мелкобугристыми мерзлыми, крупно- и плоскобугристо-топяными комплексами, а также верховыми и эвтрофными грядово-мочажинными болотами (Тунгусский заповедник..., 2003).

Почвенный покров на ключевых участках Игарка и Туруханск представлен таежно-мерзлотными и таежными глее-мерзлотными почвами. В Туре преобладают таежные мерзлотные и подбуры. В Ванаваре распространены буро-таежные и подзолистые почвы (Национальный атлас России, том 2, 2004).

2.4 Основные климатические изменения в Приенисейской Сибири и в сопредельных регионах в голоцене

В работе принято трехчленное деление голоцена (Walker et al., 2018; Head, 2019), утвержденное Международной стратиграфической комиссией, в котором голоцен разделяется на ранний (гринландий, 11700-8236 лет до 2000 г н.э.), средний (нордгриппий, 8236-4250 лет до 2000 г н.э.) и поздний (мегхалий, 4250 л.н. – настоящее время).

Бассейн Енисея относится к числу труднодоступных и слабо изученных территорий Сибири. Палеоэкологические исследования последних десятилетий были сфокусированы на Арктике, Западной Сибири и арктическом шельфе; внутриконтинентальные же районы (кроме плато Путорана) остаются в значительной степени не изученными, а палеогеографические реконструкции для бассейнов среднего и нижнего Енисея немногочисленны.

Для реконструкции климатических изменений голоцена в Приенисейской Сибири используется ряд независимых палеоклиматических архивов. В работе

Hantemirov et al. (2022) по дендрохронологическим сериям с полуострова Ямал реконструированы летние температуры. Палинологические исследования озёрных отложений плато Путорана (Andreev et al., 2004) и Таймыра (Andreev et al., 2002; Klemm et al., 2016) позволили авторам восстановить динамику растительности и температуры июля. Для Центральной Якутии с помощью хирономидного анализа, была выполнены количественные реконструкции летних температур (Nazarova et al. 2013). Непосредственно в районе Игарки высокоразрешающие палеоэкологические данные получены по торфяным разрезам (Новенко и др., 2022; Novenko et al., 2024). Совокупность этих материалов (таблица 3) позволяет проследить основные этапы температурных изменений в регионе на протяжении последних 10–7 тысяч лет.

Согласно результатам хирономидного анализа отложений из озера Темие в Центральной Якутии (Nazarova et al., 2013), температуры июля уже в начале голоцена около 10 000–9000 кал. л.н. (календарных лет назад) достигли значений, близких к современным. Это время характеризовалось быстрой перестройкой экосистем, частичной деградацией многолетней мерзлоты и активным расселением древесной растительности. На севере, например на полуострове Ямал, дендрохронологические ряды лиственницы (Hantemirov et al., 2022) также фиксируют начало длительного периода положительных температурных аномалий.

Термический максимум голоцена в изучаемом регионе наиболее ярко проявился в интервале 8000–5000 кал. л.н. В это время на всей территории Приенисейской Сибири и в сопредельных регионах наблюдались максимальные за весь голоцен температуры июля. На южном Таймыре (Klemm et al., 2016) они превышали современные значения на 2–4 °С. Исследования А.А. Андреева и соавторов (Andreev et al., 2002, 2004) по озерам Лабаз (Таймыр) и Лама (плато Путорана) свидетельствуют о существенном продвижении границы древесной растительности к северу и северо-востоку: лиственничные и березовые леса занимали значительно большие площади, чем сегодня, а зимы были мягче, о чем свидетельствуют реконструированные повышенные температуры января. На Ямале (Hantemirov et al., 2022) этот период соответствует максимальной ширине годовичных колец, что указывает на исключительно благоприятные условия для роста деревьев.

Для района Игарки высокоразрешающие палеоэкологические исследования (Novenko et al., 2022, 2024) показывают, что начало торфонакопления около 6350

кал. л.н. пришлось на позднюю фазу термического максимума. В это время доминировали южнотаёжная растительность. Такое распространение южной тайги возможно только при температурах июля, превышающих современные. Палинологические данные из этого же разреза (Novenko et al., 2024) фиксируют максимум распространения древесной растительности в интервале 6350–5360 кал. л.н., что хорошо согласуется с региональными реконструкциями температурного оптимума.

Таблица 3. Используемые климатические реконструкции для региона исследования.

Регион	Климатическая характеристика	Метод	Временной охват (кал. л.н.)	Ссылка на источник
Игарка (Приенисейская Сибирь)	Динамика растительности (косвенно климат)	Палинологический анализ	6500 лет	Новенко и др., 2022; Novenko et al, 2024
Полуостров Ямал	Т июня-июля	Дендрохронология (ширина колец лиственницы)	7638 лет (до 2019 г.)	Hantemirov et.al., 2022
Центральная Якутия (оз. Темие)	Т июля	Хирономидный анализ (трансферная функция)	10000 лет	Nazarova et al., 2013
Таймырская низменность (район Хатанги)	Т июля	Палинологический анализ (трансферная функция)	7100 лет	Klemm et al., 2016
Таймырская низменность (оз. Лабаз)	Т июля, Т января, осадки	Палинологический анализ (информационно-статистический метод)	48000 лет (вкл. голоцен)	Andreev et al., 2002
Плато Путорана (оз. Лама)	Изменения растительности и климата (Т июля и осадки)	Палинологический анализ, биомизация (PFT, IS-методы климатической реконструкции)	18 000 лет	Andreev et al., 2004

Начиная с рубежа около 5000 лет назад наступает фаза постепенного похолодания. Температуры начинают снижаться, древесная растительность отступает к югу, что особенно заметно по данным пыльцевого анализа озера Лама (Andreev et al., 2004), где в это время сокращается доля древесных пород. Палеоклиматические реконструкции по разрезу на южном Таймыре (Klemm et al., 2016) также фиксируют устойчивый тренд к похолоданию после 5000 кал. л.н., сопровождавшийся сменой лесотундровых сообществ типичной тундрой. В районе Игарки (Novenko et al., 2024) около 5360 кал. л.н. в составе растительности происходят существенные изменения, связанные с началом постепенного похолодания, совпадающего по времени с региональным трендом.

В последние 2500 лет климат стал ближе к современному. Дендрохронологические данные с Ямала (Nantemirov et al., 2022) позволяют проследить такие крупные климатические события, как средневековое потепление и малый ледниковый период, которые нашли отражение и в других регионах Средней Сибири. Палинологические данные из разрезов на плато Путорана (Andreev et al., 2004) и Таймыре (Klemm et al., 2016) показывают, что в этот период флуктуации температуры июля происходили на фоне общего тренда к дальнейшему похолоданию, хотя его выраженность была менее значительной, чем в раннем голоцене. По данным Novenko et al. (2024), в районе Игарки начиная с 2250 кал. л.н. в растительности доминируют северотаежные ландшафты, что также свидетельствует о дальнейшем снижении температур и усилении континентальности климата.

Таким образом, совокупность имеющихся палеоклиматических реконструкций позволяет выделить несколько крупных этапов температурных изменений в Приенисейской Сибири: быстрое потепление в раннем голоцене, термический максимум (8000–5000 кал. л.н.), последующее постепенное похолодание и усиление климатической ритмики в позднем голоцене. Данные по району Игарки (Novenko et al., 2022, 2024) органично вписываются в эту схему, подтверждая региональные тренды изменения температур на протяжении последних 6,5 тысяч лет.

2.5 История освоения региона

Освоение бассейна Подкаменной и Нижней Тунгуски началось в IV тыс. до н.э. с миграцией самодийцев (Макаров, 2013). Вторая волна миграции отмечается в I тыс. до н.э. – I тыс. н.э. и связана с распространением нового типа керамики, охватившего бассейны Енисея и Нижней Тунгуски; восточная граница этого ареала остается неясной (Макаров, 2013). В XII–XIII вв. в регион пришли тунгусы (эвенки), достигшие Подкаменной Тунгуски к XV веку (Макаров, 2013).

Активное освоение территории русскими поселенцами началось в XVII веке с основания Мангазеи (1601 г.) – первого заполярного города, ставшего важным центром пушной торговли и продвижения на восток. К 1629 г. были построены зимовья на ключевых реках, включая Нижнюю и Подкаменную Тунгуски (Гайдин, 2022). После опустошительных пожаров 1642 и 1662 гг. Мангазея была оставлена, и административный центр переместился в Новую Мангазею (ныне Старотуруханск) (Гайдин, 2022). В 1657–1660 гг. основан Свято-Троицкий монастырь, вокруг которого выросло село Монастырское – современный Туруханск. В районе будущей Игарки с XIX века существовало лишь одно хозяйство, и до 1920-х годов постоянное население здесь отсутствовало (Пестов, 1833, с. 227). Накануне строительства города в 1929 г. здесь проживало 43 человека; с этого года начинается активное освоение, связанное с основанием Игарки и созданием лесозавода (Материалы приполярной переписи..., 1928). Поселок Тура возник в 1927 г. как культбаза для кочевого эвенкийского населения; до этого здесь находились лишь временные стойбища и купеческая изба (Середкина, 2023). О слабой заселенности территории вокруг Туры свидетельствуют записи этнографа П.П. Хороших, который в 1930 г. отметил лишь одно тунгусское стойбище на протяжении более 300 км по Нижней Тунгуске (Бураева, Бураева, 2020).

Таким образом, до XVII века антропогенное воздействие в регионе было незначительным и носило эпизодический характер, ограничиваясь преимущественно стоянками кочевых народов. Начало интенсивного освоения связано с приходом русских колонистов и созданием системы зимовий и острогов. С 1930-х годов влияние человека усилилось в связи с развитием Игарки как промышленного центра (лесозаготовки, порт) и Туры как административного и культурного центра Эвенкии. Остальные территории, включая большую часть

бассейнов Подкаменной и Нижней Тунгуски, длительное время оставались малонаселенными, подвергаясь лишь эпизодическому воздействию кочевых народов и транзитному перемещению казаков по рекам.

2.6 Пожары

Лиственничные леса, преобладающие на трех из четырех ключевых участков, периодически подвергаются воздействию пожаров, которые играют ключевую роль в их возобновлении. Как показали дендрохронологические исследования пожарных щрамов на стволах лиственницы, межпожарный интервал увеличивается с 80–90 лет на широте 60° с.ш. до более чем 200 лет вблизи Полярного круга (Харук, Пономарев, 2017). Наибольшая частота пожаров наблюдается в июне–июле (Иванов, Иванова, 2020), причем большинство из них относятся к низовому типу (Харук, Пономарев, 2017).

Верховые пожары в северной тайге Средней Сибири редки из-за низкой плотности древостоя, что препятствует распространению огня по кронам. Однако при высоких запасах горючего материала, а также наличии эпифитных лишайников и мхов на стволах возможны вершинные пожары в кронах отдельных деревьев, что, однако, не приводит к переходу пожара в верховой тип. Это является отличительной особенностью пирологического режима северной тайги. В долинах рек, где древостой более плотный, распространение огня по кронам становится более вероятным (Цветков, 2006).

По данным дистанционного зондирования земли, за период 1985–2020 гг. наибольшая частота пожаров зафиксирована на участке Ванавара, несколько ниже – в Туре, еще более низкая – в Туруханске, а наименьшая – в Игарке (Dvornikov et al., 2022). Интересно, что сходная закономерность характерна и для грозовой активности: ее максимум также приходится на Ванавару, а минимум – на Игарку и Туруханск (рис. 7). Наибольшая грозовая активность наблюдается в июне–июле, что совпадает с пиком пожарной активности в настоящее время (Иванов, Иванова, 2020).

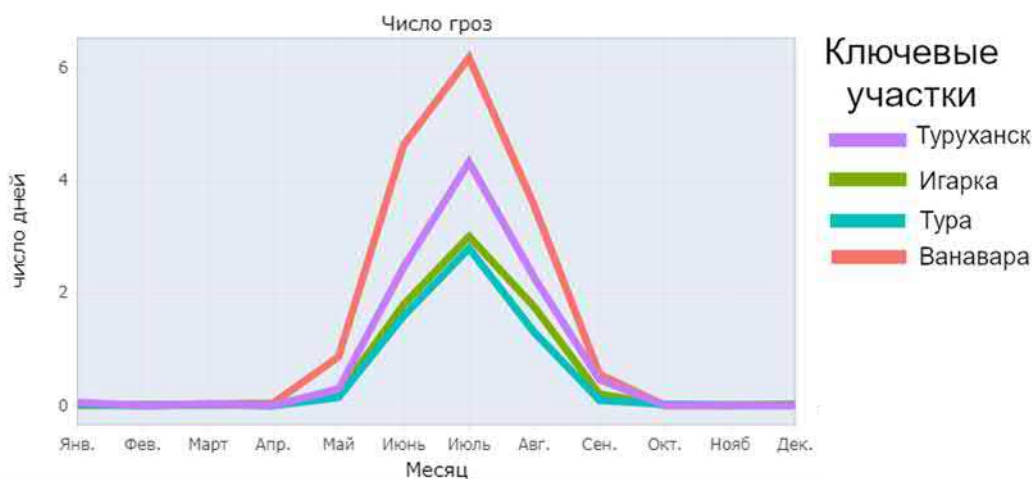


Рисунок 7. Среднее количество гроз в месяц за период 1966-2021 (по данным Разуваев и др., 2020)

Глава 3. Методы исследования

3.1 Методы анализа торфа, использованные для палеогеографических реконструкций

Исследования проведены на четырех ключевых участках в Приенисейской Сибири, расположенных в различных ландшафтных условиях. В 2020 году на ключевом участке Игарка (лесотундра Западной Сибири, Верхнетазовская провинция) были изучены разрезы на крупнобугристых болотах (Игарка-2, Игарка-3, Кутузовская Тундра) и плоскобугристом болоте Малая Гравийка. На ключевом участке Туруханск (северная тайга Западной Сибири, Верхнетазовская провинция) в 2021 году были изучены болота Дальнее, Красное солнце и Березовое. В окрестностях пос. Тура (горная часть Среднесибирского плоскогорья, Тунгусская провинция) работы проводились в 2021 и 2024 годах. Были исследованы болота Горное, Нижняя Тунгуска и заболоченное озеро Тура. В районе пос. Ванавара (средняя тайга Среднесибирского плоскогорья, Тунгусская провинция) в 2024 году изучено одно болото. Отбор торфяных кернов и органогенных озерных отложений выполнялся буром Сукачева. Выполненные анализы в изученных разрезах указаны в таблице 4.

Таблица 4. Объекты исследования и выполненные для них в рамках диссертации анализы. ППП – потери при прокаливании, МА – макрочастицы подсчитанные автоматически, МР – макрочастицы подсчитаны ручным методом. Курсивом указаны анализы, которые не выполнялись лично автором.

Болото	Координаты (с.ш, в.д.)	Глубины (см)	Выполненные анализы	Число дат
Туруханск				
Дальнее	65.835445°, 88.016723°	0-200	<i>ППП, гумификация, МА</i>	5
Красное Солнце	65.827956°, 87.916641°	0-240	<i>ППП, МА</i>	4
Березовое	65.805148°, 87.897896°	0-150	<i>ППП, МА</i>	4

Тура				
Горное	64.232439°, 100.034104°	0-260	ППП, гумификация, МА	6
Озеро Тура	64.290094°, 100.196194°	0-100	ППП, МР	4
Нижняя Тунгуска	64.180429°, 100.583056°	0-113	ППП, МА	4
Ванавара				
Ванавара	60.317480°, 102.306795°	0-250	ППП, гумификация, МА	12
Игарка				
Игарка-2 (бугор)	67.531603°, 86.634903°	0-860	ППП, гумификация, МР	19
Игарка-3 (мочажина)	67.531857°, 86.635107°	0-120	ППП, гумификация, МР	4
Малая Гравийка	67.481279°, 86.435738°	0-280	ППП, гумификация, МА	9
Кутузовская Тундра	67.458729°, 86.770314°	0-919	ППП, гумификация, МА	17

Радиоуглеродный метод. Радиоуглеродные датировки для образцов были получены в ЦКП "Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии" ИГ РАН и в Центре ускорительной масс-спектрометрии Института окружающей среды Земли Академии наук КНР (Сиань, КНР). Полученные радиоуглеродные даты калибровались в программе в Calib 8.20 с использованием шкалы IntCal20 (Reimer et al., 2020)

Для расчета скорости накопления торфа при помощи модели роста отложений, использовался пакет Bacon версия 2.3.9.1 в программной среде R (Vlaauw, Christen, 2011). Программа позволяет восстановить скорость накопления торфа между известными датами, используя Байесовскую статистику.

Анализ потерь при прокаливании (ППП). Анализ потерь при прокаливании выполняется для определения минеральной составляющей в сухой массе торфа. Для определения ППП навеску воздушно-сухого торфа предварительно высушивали при

температуре 105 °С в фарфоровых тиглях до постоянной массы. Затем образцы сжигали в тех же тиглях при температуре 550 °С в течение 4 часов. После прокаливании тигли до остывания помещали в эксикатор и взвешивали (Chambers et al., 2010). В диссертационной работе данные этого анализа использованы для отнесения отложений к торфу (содержание минеральных компонентов в пересчете на сухую массу не должно превышать 50% согласно ГОСТ 21123–85), для выявления эпизодов привноса минерального вещества в болото, а также для введения поправки при определении степени гумификации торфа.

Степень гумификации торфа. Степень гумификации торфа широко используется в палеоэкологических исследованиях для качественной реконструкции климатических изменений (Chambers et al., 2010). Это обусловлено тем, что процесс разложения органического вещества во многом зависит от влажности болота, которая, в свою очередь, определяется преимущественно количеством осадков и в меньшей степени – температурой (Charman et al., 2009). При интерпретации полученных результатов необходимо учитывать, что на степень гумификации торфа, помимо климатических факторов, существенное влияние оказывают состав растений-торфообразователей, трофность, кислотность (рН), а также глубина и возраст торфа (Zaccone et al., 2018).

В настоящей работе определение степени гумификации торфа выполнялось колориметрическим методом по следующей методике (Chambers et al., 2010): образцы высушивали (50 °С), измельчали, затем навеску торфа массой 0,2 г обрабатывали 8 %-ным раствором NaOH (95 °С, 1 ч), доводили объем до 200 мл, фильтровали и разбавляли до 100 мл. Оптическую плотность измеряли на фотоэлектроколориметре КФК-3-01 (длина волны 540 нм) в двух повторностях (Chambers et al., 2010).

Перед анализом полученные значения гумификации корректировались путем деления на величину потерь при прокаливании (ППП) для той же глубины (Chambers et al., 2010).

Ботанический состав торфа – одна из его важнейших характеристик, поскольку верное определение растений-торфообразователей позволяет произвести классификацию торфа, оценить особенности развития и эволюции болотного массива, а также изучить динамику смены растительных сообществ. От точности

определения ботанического состава зависит интерпретация условий развития болота и понимание влияния внешних условий и саморазвития растительных сообществ (Тюремнов, 1976).

Для определения ботанического состава из влажного (влажность более 65%) торфяного керна через каждые 4 см отбиралось 5 см³ торфа согласно методике (ГОСТ 28245-89). В дальнейшем образец помещался в сито с размером ячеек 0,125 мм, промывался под проточной водой до тех пор, пока вода под ситом не станет прозрачной. Затем образец помещался в чашку Петри и тонким слоем распределялся в ней с помощью иглы. Для анализа сфагновых мхов часть промытой пробы окрашивалась метиловой синью. Образцы рассматривались в микроскопе при 40 и 100 кратном увеличении. Занимаемая растительными остатками площадь от видимой округлялась до 5% (ГОСТ 28245-89).

Для определения растений использовались атласы и определители (Кац и др, 1977; Laine et. al, 2009).

Статистические методы. Для подсчета корреляции Пирсона или Спирмена использовались стандартные средства языка R (R Core Team, 2024). Для анализа главных компонент использовалась библиотека ggbiplot (Vu, Friendly, 2024). Для обработки табличных данных и работы с ними использовалась библиотека tidyverse (Wickham et.al., 2019). Для создания графики использовалась библиотека ggplot2 (Wickham, 2016)

3.2 Реконструкция пожаров с помощью подсчета макрочастиц угля в торфе

3.2.1 Стандартная методика подсчета макрочастиц угля в торфе.

Для количественного учёта макроскопических угольных частиц из каждого сантиметра керна отбирали образец сырого торфа фиксированного объёма (1 см³). После отбора образцы выдерживали в обесцвечивающем растворе не менее 24 часов при комнатной температуре (Mooney, Tinner, 2011). В качестве обесцвечивающего агента для растительных остатков традиционно применяют перекись водорода (H₂O₂) или гипохлорит натрия (NaOCl); в данном исследовании использовали 5–6% раствор H₂O₂. Далее осадок промывали через сито с размером ячеек 125 мкм под

слабой струёй воды во избежание разрушения угольных частиц (Mooney, Tinner, 2011). После промывки макрочастицы угля переносили в чашку Петри, предварительно размеченную на квадраты для удобства подсчёта. Количественный учёт частиц проводили с помощью бинокулярного микроскопа Motic-SMZ при 40-кратном увеличении (Mooney, Tinner, 2011), в результате чего получали концентрацию макрочастиц угля в определенном объеме образца (как правило, в 1 см³).

3.2.2 Подсчет макроскопических частиц угля по изображению

В рамках диссертации разработан метод подсчета макроскопических частиц угля с использованием анализа изображений. Он отличается простотой воспроизведения, минимальными требованиями к оборудованию, высокой скоростью работы и возможностью дополнительно получать палеоэкологическую информацию. Метод позволяет разделять частицы на травяные и древесные угли, а также изучать их геометрические характеристики.

Для разработки метода подсчета макроскопических частиц угля с использованием анализа изображений была проведена подготовка серии тестовых образцов. Угольные макрочастицы изготавливали из смеси древесины и коры сосны, ели, дуба и липы. Заготовки длиной 3–5 см, шириной около 1 см и толщиной 0.5–1 см укладывали в стальные боксы, закрывали фольгой и подвергали термообработке в муфельной печи при температуре 550 °С в течение 15 минут.

После прокаливания материал измельчали фарфоровой ступкой с помощью легких ударов пестика до размеров, характерных для угольных частиц, встречающихся в торфе. Полученная масса разделялась на 12 равных образцов, которые помещали в лабораторные стаканы. К шести из них добавляли по 1 см³ древесно-осокового торфа, предварительно подготовленного по методике (Mooney, Tinner, 2011). Для исключения посторонних частиц отбирались исключительно чистые пробы торфа, которые предварительно проверялись на отсутствие угольных частиц.

Далее все подготовленные образцы выдерживали в 5%-ном растворе перекиси водорода в течение суток, а затем промывали через сито с диаметром ячеек 125 мкм.

Подсчет макроскопических угольных частиц в каждом образце проводился с использованием бинокля MOTIC SMZ-171 при 20-кратном увеличении.

Для получения изображения анализируемого образца чашка Петри была размечена на шесть равных сегментов с помощью красной краски (Рис. 8А). Размер сегментов подбирался так, чтобы при фотографировании через бинокляр каждый сегмент полностью помещался на одном изображении. При обработке фотографий каждый сегмент обрезался, что исключало возможность повторного учета угольных частиц из одного образца на разных изображениях. Красный цвет краски был выбран из-за его высокой заметности на изображении, что упрощало процесс обрезки сегментов.

Для образцов, содержащих торф, растительные остатки, плавающие на поверхности и закрывающие угольные частицы, прижимались с помощью специально разработанного пресса (рис. 8В). Пресс состоял из ножки, жесткого каркаса и сетки с размером ячеек 125 мкм, натянутой на каркас. Чашка Петри переворачивалась и устанавливалась на ножку пресса, что позволяло минимизировать перекрытие угольных частиц растительными остатками (рис. 8С).

При работе с реальными образцами, если в них присутствует значительное количество торфа, перед подсчетом частиц рекомендуется предварительно удалять его излишки с помощью иглы для повышения точности подсчета.

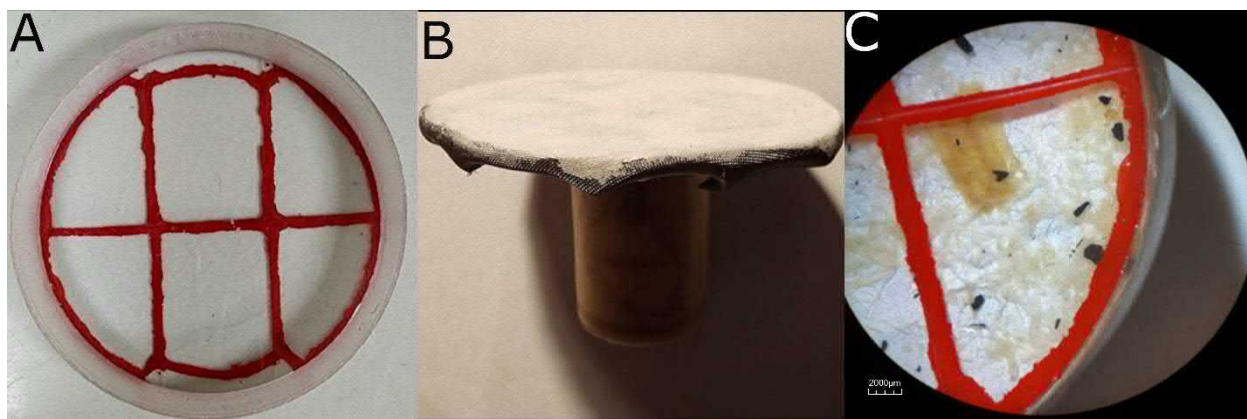


Рисунок 8. Подготовленная для анализа изображения пустая разделенная на 6 сегментов чашка Петри (А), сконструированный пресс (В) и пример получаемого изображения сегмента, увеличенного в 7.5 раз (С).

Каждый размеченный сегмент фотографировался через бинокляр MOTIC SMZ-171 при 7.5-кратном увеличении. Съемка проводилась с использованием

камеры смартфона модели SM-S908E/DS с разрешением 3456×4608 пикселей в формате RGB. Для каждого образца было сделано шесть фотографий, что обеспечило полное покрытие всех сегментов.

В результате эксперимента было получено 72 тестовых изображения. Половина из них содержала исключительно макрочастицы угля, тогда как в другой половине, помимо угольных частиц, присутствовал также торф.

Обработка изображений и подсчет количества и площади угольных частиц выполнялись в программной среде R с использованием следующих библиотек: imager (Barthelme, Tschumperle, 2023), EBImage (Pau, Fuchs, 2010), tibble (Müller, Wickham, 2023), dplyr (Wickham et al., 2023), zoo (Zeileis, Grothendieck, 2005), contourR (Wijffels, Gioi, 2017), и spatstat.geom (Baddeley, Turner, 2005). Для устранения шумов применялся медианный фильтр с радиусом 5 пикселей, так как он эффективно удаляет мелкие шумы, не изменяя форму частиц.

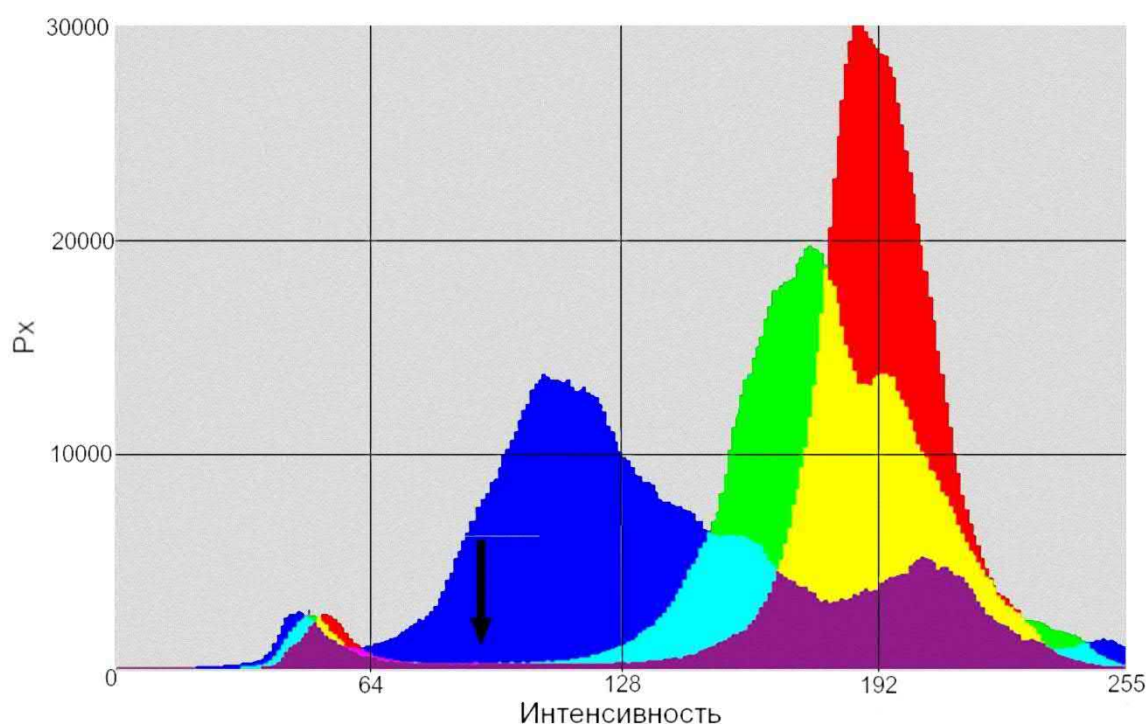


Рисунок 9. Распределение интенсивности пикселей на изображении, подготовленном для подсчета макроскопических частиц угля в образцах отложений для красного, зеленого и синего цветов. Темной стрелкой отмечен минимум между двумя максимумами на гистограмме, по которому определятся, относится пиксель к угольной частице или к фону. Пик слева преимущественно относится к угольным частицам, пик справа – к фону.

После подавления шума изображения обрезались по красной границе. Для выделения границ использовались только красный и зеленый каналы, поскольку их интенсивности имеют четко выраженные пики и минимумы, что отличает их от синего канала (рис. 9). Границей считались пиксели, у которых интенсивность красного превышала 115 из 255, интенсивность зеленого была менее 76, и при этом зеленый канал был в 2,5 раза менее интенсивен, чем красный.

После обрезки изображения проводилась его бинаризация. Угольными частицами считались пиксели, у которых интенсивности красного и зеленого каналов были ниже 90 (рис. 10). Порог бинаризации определялся как минимум между двумя максимумами на бимодальной гистограмме с использованием метода Отсу (Otsu, 1979). Для повышения точности пороговое значение рекомендуется определять на нескольких изображениях с наличием угольных частиц и использовать его для всех изображений, чтобы избежать завышения порога на кадрах, где частицы отсутствуют, что может привести к ошибочной классификации фоновых пикселей как угольных.

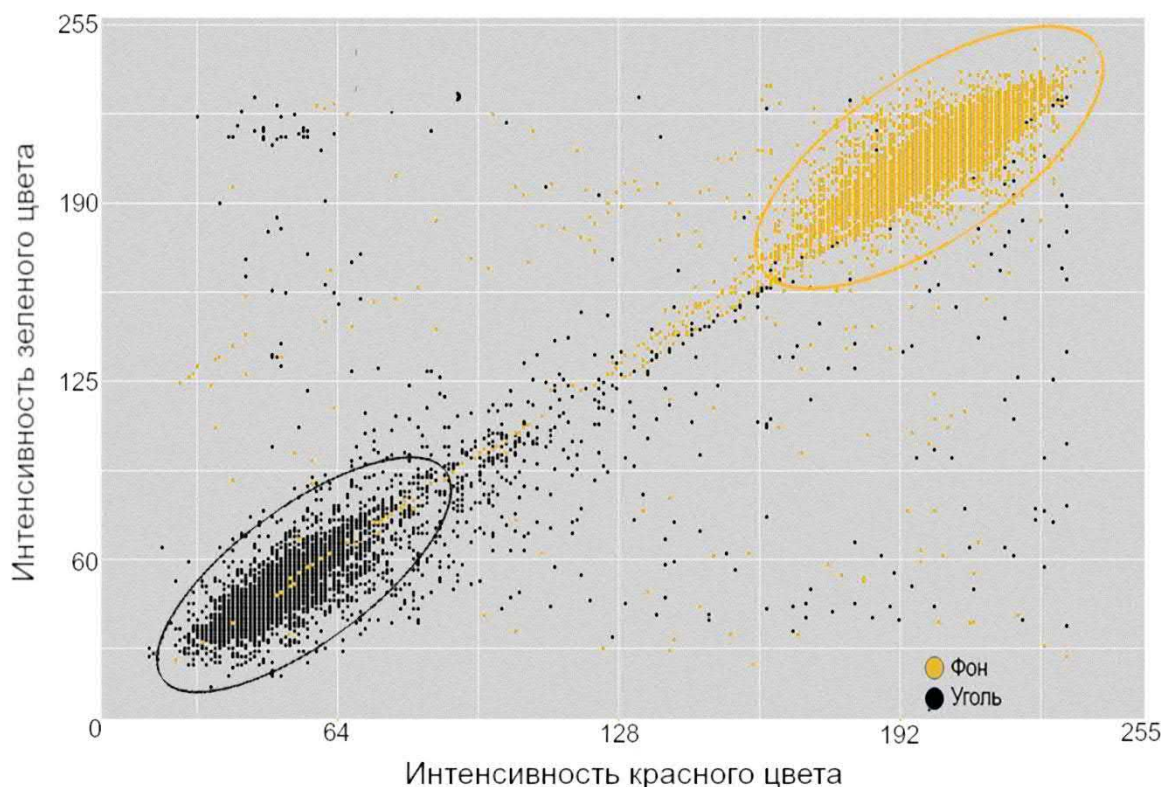


Рисунок 10. Диаграмма распределения пикселей на изображении тестовых образцов, относящихся к фону и к угольным частицам.

После бинаризации изображения выполнялась бинарная сегментация, при которой всем связанным наборам пикселей, относящихся к угольным частицам, присваивался уникальный номер, вычислялась их площадь (в пикселях), а также дополнительные геометрические параметры (рис. 11). С помощью библиотеки `spatstat.geom` рассчитывались диаметры частиц, радиусы максимальной вписанной и минимальной описанной окружностей. На основе радиуса вписанной окружности определялась ширина частицы (удвоенное значение радиуса), а длина рассчитывалась по теореме Пифагора:

$$l = \sqrt{R^2 - r^2} * 2,$$

где l – длина частицы, R – радиус описанной окружности, r – радиус вписанной окружности.

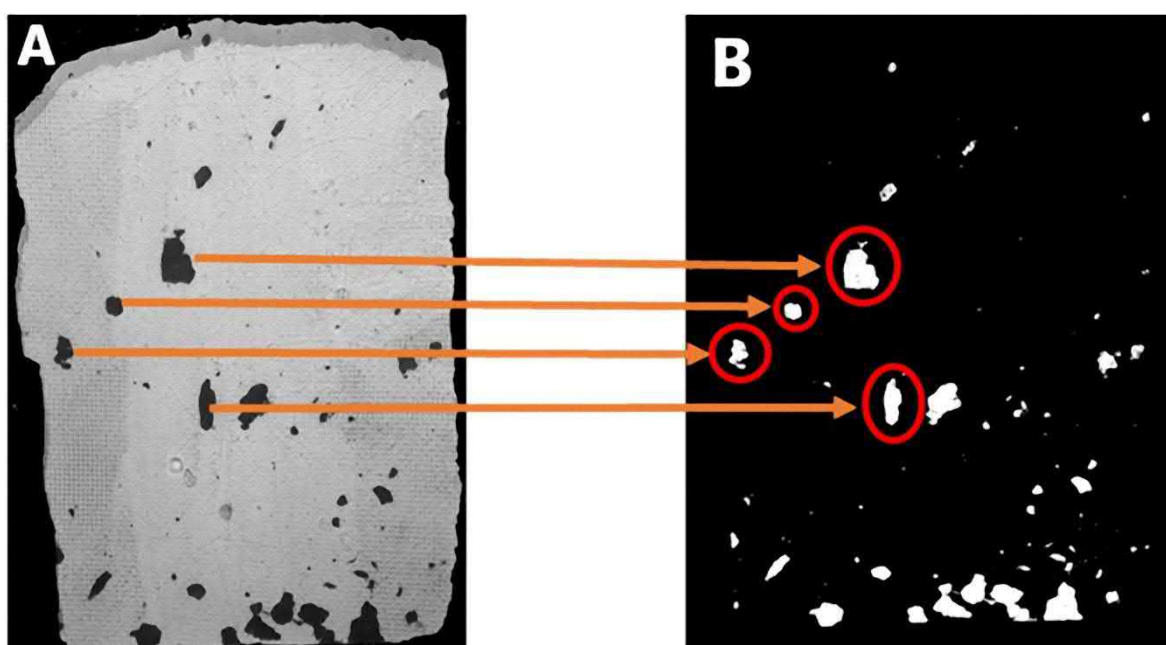


Рисунок 11. Бинаризация изображения макрочастиц угля: А – подготовлено к бинаризации, В – результат бинаризации.

Для оценки точности результатов, полученных при автоматическом подсчете количества угольных частиц на изображениях, в сравнении с данными стандартного ручного подсчета, использовались следующие метрики: коэффициент корреляции Спирмена (R), коэффициент детерминации (R^2), рассчитанный на основе линейной модели, и средняя абсолютная процентная ошибка (MAPE).

Для проверки точности определения площади частиц случайным образом было отобрано 50 изображений угольных частиц из образцов без торфа и 50

изображений из образцов с присутствием торфа. На каждом из выбранных изображений площадь угольных частиц вручную измерялась с использованием редактора GIMP 2.10. Для этого оператор вручную выделял контуры угольных частиц, после чего вычислялась их площадь.

Затем на тех же изображениях автоматически определялась площадь угольных частиц с помощью разработанного метода, и полученные результаты сравнивались с данными, полученными вручную. Все расчеты площади проводились в пикселях.

Результаты подсчета макрочастиц угля, выполненного по изображению и ручным способом, продемонстрировали высокую степень сходства. Для всей выборки коэффициент корреляции Спирмена составил $R = 0.85$, коэффициент детерминации $R^2 = 0.71$, а средняя абсолютная процентная ошибка $MAPE = 31.58\%$. При этом совпадение данных было более точным в образцах, содержащих только угольные частицы, по сравнению с образцами, в которые был добавлен торф (рис. 12).

Для образцов без торфа коэффициент корреляции Спирмена составил $R = 0.90$, а коэффициент детерминации $R^2 = 0.81$, тогда как для образцов с торфом эти показатели оказались ниже – $R = 0.77$ и $R^2 = 0.60$. Кроме того, образцы с добавлением торфа характеризовались более высокой средней абсолютной процентной ошибкой ($MAPE = 34.42\%$) по сравнению с чистыми образцами ($MAPE = 28.67\%$).

В образцах с торфом автоматическим методом было выявлено меньшее количество угольных частиц, чем при ручном подсчете. Это явление также наблюдалось в исследованиях (Lesven et al., 2022; Halsall et al., 2018) и связано с перекрытием угольных частиц растительными остатками. Часть частиц, перекрытых торфом, могла быть заметна оператору при ручной обработке, но оставалась недоступной для автоматического анализа.

При работе с реальными образцами значительное количество растительных остатков можно удалить на этапе подготовки пробы, используя иглу для очистки чашки Петри. Это существенно снизит влияние перекрытия частиц и повысит точность автоматического подсчета.

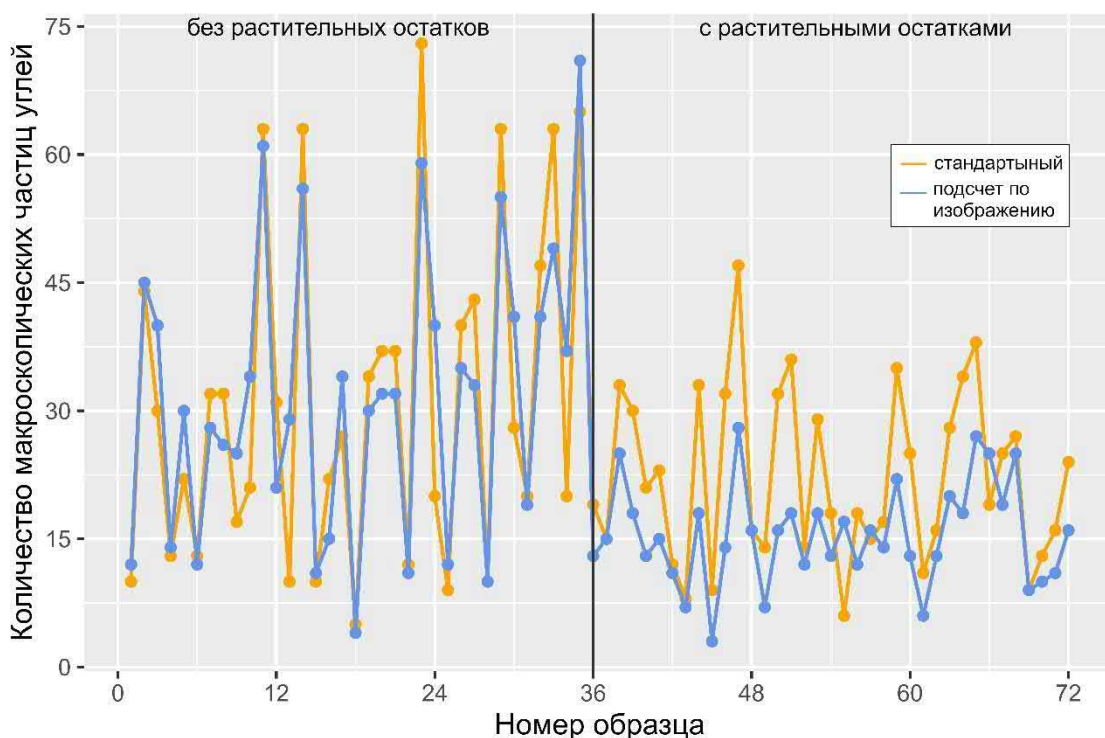


Рисунок 12. Сравнение количества макроскопических частиц угля в тестовых образцах, подсчитанных стандартным методом и по изображению.

Точность определения количества угольных частиц с использованием анализа изображений, достигнутая в нашем исследовании, оказалась выше, чем в аналогичном исследовании, проведенном на озерных кернах в Канаде (Lesven et al., 2022). В этом исследовании коэффициент корреляции Спирмена между результатами ручного и автоматического подсчета составил 0.605. Однако авторы работали с реальными кернами озерных отложений, где, по их собственным замечаниям, при ручном подсчете не удалось учесть все мелкие частицы, что снизило точность метода.

Оценка точности определения площади угольных частиц, выделенных автоматически в тестовых образцах, по сравнению с результатами ручного анализа показала высокие показатели: коэффициент корреляции Пирсона составил 0.99, коэффициент детерминации $R^2 = 0.98$, а средняя абсолютная процентная ошибка $MARE = 21.45\%$.

При анализе изображений без растительных остатков ошибка в определении площади была ниже ($MARE = 10.26\%$), чем для изображений с растительными остатками ($MARE = 31.52\%$). Кроме того, разделение частиц на квантили по площади

(таблица 5) показало, что с увеличением размера частицы ошибка в оценке площади уменьшается. Вероятно, это связано с изменением цвета краев частиц на изображении: для более крупных частиц площадь оценивается с большей точностью. Подобное явление также отмечалось в работе Halsall et al. (2018).

Таблица 5. Изменение MAPE в зависимости от размера макроскопических частиц угля

Квартиль	Размер частиц (px)	MAPE (%)
1	< 406	31.95
2	406-1005	20.41
3	1005-4629	23.36
4	>4629	8.56

Среднее время обработки одного изображения с разрешением 3456×4608 пикселей для подсчета макрочастиц угля составило 41 секунду при использовании одного ядра процессора и 22,5 секунды при использовании трех ядер (процессор Intel(R) Core(TM) i7-9750H CPU @ 2.60GHz). Таким образом, для анализа одного образца, включающего 6 фотографий, требуется около 240 секунд (4 минуты) при однопоточном режиме и примерно 130 секунд (2 минуты 10 секунд) при включении параллельных вычислений на нескольких ядрах.

Это обеспечивает более чем 5–10-кратное ускорение по сравнению с ручным подсчетом или автоматическим методом, предложенным Lesven et al. (2022), где на обработку одного образца затрачивалось около 20 минут. Данное преимущество может быть обусловлено как более эффективным выбором инструментов для написания программы обработки изображений, так и использованием фотографий с более высоким разрешением. Код, написанный на языке R, доступен для дальнейшего использования по ссылке: https://github.com/AntonShatunov/SimpleAutoMacroChar/blob/4bb11bb2af7ddb0270c28d6b26a0d692d5984441/char_detect

3.2 Статистическая обработка результатов анализа.

Для установления динамики лесных пожаров, определяемой фоновыми скоростями накопления частиц угля в торфе и выявления локальных пожарных событий, использовался программный пакет *tapas* (Finsinger, Bonnici, 2022) для языка R, который является развитием программы *CharAnalysis* (Higuera, 2009).

Результаты анализа макроскопических частиц углей загружались в формате таблицы, в которой для каждого образца были определены верхняя и нижняя глубина и возраст, объем образца и концентрация/площадь частиц в см³ (или иная характеристика, в том числе сразу несколько в разных столбцах) подсчитанных макрочастиц угля (Finsinger, Bonnici, 2022). Типичный рабочий процесс анализа обнаружения пиков включает следующие этапы (Higuera et al., 2011; Finsinger, Bonnici, 2022):

- 1) передискретизация записи на равноотстоящие интервалы выборки во времени (годы)
- 2) Разложение передискретизированной записи на долгосрочный тренд (фоновая составляющая) и пики (пиковая составляющая). Возможен выбор ширины окна сглаживания и метода сглаживания (*robust loess*, *robust lowess*, *moving median*).
- 3) экранирование пикового компонента, чтобы отличить сигнал от шума (глобальное или локальное).
- 4) Отфильтровывание пика с помощью теста минимального счета.
- 5) Оценка пригодность записи для анализа обнаружения пиков, используя индекс SNI (отношение сигнала к шуму). Считается, что для достоверного выделения пиков его значение должно быть выше 3 (Kelly, Higuera, 2011). Но нужно иметь в виду, что в конце и в начале ряда данных этот индекс будет иметь заниженные значения (Kelly, Higuera, 2011).

В результате анализа выявляются пики с наиболее высокой скоростью аккумуляции угля, которые соответствуют пожарным событиям, а на их основании рассчитываются межпожарные интервалы.

Для сопоставления пожарных записей трёх объектов участка Тура данными по смежным регионам и интегральной оценки изменения пожарного режима на территории исследования использовался пакет *paleofire* (Blarquez et al., 2014) для

среды R (R Core Team, 2024). Z-score широко применяется в палеопожарных исследованиях для межучасткового сравнения пожарной активности и динамики сгоревшей биомассы на региональном и глобальном уровнях. Положительные значения Z-score соответствуют периодам повышенной пожарной активности относительно базового периода, отрицательные — пониженной.

3.3 Вейвлет-анализ для анализа палеоданных

Термин вейвлет (дословно – маленькая волна) был введен в 80-е гг. прошлого века. Вейвлет-анализ в науках о Земле используется начиная с 90-х гг, в частности, для изучения Эль-Ниньо (Gu, Philander, 1995; Arjasakusuma et. al., 2025) и в геофизических исследованиях (Afrasiabi, et. al., 2025). Интерес к вейвлетам связан прежде всего с тем, что этот анализ позволяет разложить временной ряд на временно-частотное пространство и определить доминирующие режимы изменчивости, а также их локализацию во времени (или в пространстве, если анализируется не временной ряд, а пространственные данные) (Torrence, Compo, 1998).

Существует два основных типа вейвлет преобразования (Torrence, Compo, 1998):

- Дискретное вейвлет преобразование - анализирует сигнал в определенных масштабах и периодах, что делает его более эффективным с точки зрения вычислений и пригодным для практического применения при работе с большим набором данных.
- Непрерывное вейвлет-преобразование (CWT) – анализирует сигнал во всех возможных масштабах и периодах, обеспечивая представление с высокой детальностью.

В дальнейшем будет использоваться только CWT, поскольку размер выборки для реконструкции пожаров относительно мал, но при этом для палеорекострукций желательна наиболее высокая детальность.

Для того чтобы считаться вейвлетом, существует несколько признаков, которыми должна обладать функция: локализация, нулевое среднее, ограниченность, автомодельность базиса.

Нулевое средние – график исходной функции должен осциллировать около нуля на оси времени. Условие ограниченность требует, чтобы квадрат суммы функции был конечным. Наконец, под автономностью базиса подразумевается самоподобие функции, то есть все вейвлеты, основанные на одном материнском вейвлете и полученные посредством изменения масштаба и сдвига, должны иметь то же число осцилляций, что и материнский вейвлет (Астафьева, 1996; Torrence, Compo, 1998).

Непрерывное вейвлет-преобразование одномерного дискретного сигнала x_n определяется как свертка x_n с масштабированным и перемещаемой базисной функцией, основанной на материнском вейвлете $\psi_{a,b}(\eta)$:

$$W_n(S) = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cdot \psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right],$$

где x_n – временной ряд с равным временным интервалом δt и $n = 0 \dots N - 1$, ψ^* – комплексно-сопряженная вейвлет-функция, s – масштаб вейвлета, n – временной индекс. Изменяя масштаб вейвлета и перемещая его вдоль временного индекса можно получить информацию об амплитуде сигнала в зависимости от масштаба (частоты), так и узнать изменение амплитуды со временем (Torrence, Compo, 1998).

Вейвлет-функция получается при использовании материнского вейвлета. Сейчас уже существует несколько десятков материнский вейвлетов, каждый из которых выбирается в зависимости от целей. В связи с этим необходимо обратить на следующие свойства (Torrence, Compo, 1998):

- 1) Ортогональная или неортогональная вейвлет-функция. При использовании ортогональной вейвлет-функции количество сверток на каждом масштабе пропорционально ширине вейвлет-базиса на этом масштабе, что позволяет получить спектр, содержащий дискретные «блоки» мощности вейвлетов, что полезно при обработке сигналов. Однако при анализе временных рядов непериодический сдвиг дает некорректный спектр. В случае же неортогонального анализа появляется высокая избыточность на больших масштабах. То есть неортогональное преобразование полезно для анализа временных рядов с плавными изменениями амплитуды вейвлет-спектра.
- 2) Комплексность или вещественность. Комплексная вейвлет-функция позволяет получить информацию об амплитуде и о фазе, а также хорошо

подходит для выявления колебательного поведения. Вещественная же может вернуть только один параметр, но лучше подходит для выявления пиков и разрывов.

- 3) Ширина. Узкая (по времени) функция будет иметь соответственно хорошее разрешение по времени, но плохое по частоте (масштабу). Наоборот, широкая по времени функция будет иметь низкое разрешение по времени, но лучшее по частоте.
- 4) Форма. Вейвлет-функция должна отражать тип особенностей, присутствующих во временном ряду. Для временных рядов с резкими скачками можно подобрать похожую резкую функцию, а для плавно меняющихся временных рядов – гладкую функцию.

Поскольку цель исследования – изучение пожаров по количеству макроскопических частиц угля в торфе, то интерес представляет как временная, так и частотная составляющая. Для выявления пиковых значений накопления макрочастиц угля уже существует CharAnalysis (Higuera, 2009), но как показано в главе 1, периодичность пожаров исследуется слабо, а в основном только пиковая составляющая. В связи с этим интересно изучить наличие периодических колебаний. Таким образом, необходима неортогональная комплексная вейвлет-функция, имеющая сбалансированную ширину для умеренного качества как по временной, так и по частотной составляющей. Наиболее подходящим для этих целей представляется вейвлет Морле, часто используемый для задач анализа сигналов различной природы (Torrence, Compo, 1998).

$$\psi_0(n) = \pi^{-1/4} e^{-i\omega_0 n} e^{-n/2},$$

где ω_0 – безразмерная частота, обычно принимаемая за 6, n – безразмерный «временной» параметр, от которого зависит функция.

Для вейвлет анализа необходимо также подобрать размер разрешающего масштаба, по которому будет выполняться анализ. Для вейвлета Морле это значение обычно составляет не более половины от размера выборки (Torrence, Compo, 1998).

Для выполнения вейвлет-анализа данных о макрочастицах угля в торфе был написан код на языке Python (Rossum, Drake, 1995). Использовались пакеты numpy (Harris et. al., 2020), pandas (McKinney, 2010), PyWavelets (Gregory et. al., 2019) и matplotlib (Hunter, 2007) для визуализации. Для вейвлет-анализа разрешающий

масштаб выбирался как половина от размера выборки. Также были построены области значимости, как рекомендуется в работе (Torrence, Compo, 1998). Для этого методом Монте-Карло выполнялось 1000 симуляций белого шума для определения 99% порога достоверности. Поскольку среднее и стандартное отклонение аккумуляции угля меняются в торфяной залежи в разные промежутки времени, то подобно работе (Higuera, 2009) подбиралось скользящее окно, в котором генерировался белый шум на основе среднего и стандартного отклонения количества макроуглей. Для каждого объекта исследования размер окна подбирался индивидуально. Поскольку скорость роста болота непостоянна, то для обеспечения равного интервала был использованный алгоритм интерполяции, также применяемый в работе (Higuera, 2009). Шаг интерполяции определялся как медианное значение между возрастом каждого сантиметра в модели роста болота.

Для того, чтобы удостовериться в правильности выявления циклов, перед вейвлет-анализом предварительно использовался метод выявления цикличности данных REDFIT, предложенном M. Schulz и M. Mudelsee (2002) для оценки спектров красного шума непосредственно по неравномерно датированным палеоклиматическим временным рядам. В рамках этого метода исходный ряд аппроксимируется стационарным процессом $AR(1)$, который служит нулевой гипотезой о том, что наблюдаемая изменчивость объясняется «красным шумом», т.е. спектром с возрастающей мощностью к низким частотам. Для расчёта спектра используется периодограмма Ломба–Скаргла, позволяющая корректно работать с неравномерной временной сеткой без предварительной интерполяции, а коррекция смещения и сглаживание реализуются через усреднение по перекрывающимся сегментам.

Для проверки статистической значимости спектральных пиков относительно $AR(1)$ -фона применяется Монте-Карло-процедура (Schulz, Mudelsee, 2002): по оценённым параметрам $AR(1)$ генерируется ансамбль синтетических рядов с тем же временем отбора, для каждого из которых вычисляется спектр, что позволяет получить эмпирические доверительные уровни (например, 75, 80 и 90%) для каждой частоты. Пики, превышающие выбранный уровень доверия, интерпретируются как циклы, статистически не совместимые с моделью красного шума. Для данных по гумификации торфа предварительно использовалось логит-преобразование, данные

по макроуглям предварительно пересчитывались в скорость аккумуляции макрочастиц угля согласно (Higuera, 2009)

Глава 4. Результаты исследования и их обсуждение

4.1 Ключевой участок Игарка

В пределах модельной территории в районе поселка Игарка, расположенного в бассейне нижнего течения реки Енисей, были изучены два болота: крупный болотный массив, названный нами болото Игарка (рис. 13), в пределах которого исследован разрез многолетнемерзлого бугра пучения (разрез Игарка-2 бугор) и скважина, заложенная в талой мочажине (разрез Игарка-3), и плоскобугристое болото Малая Гравийка.

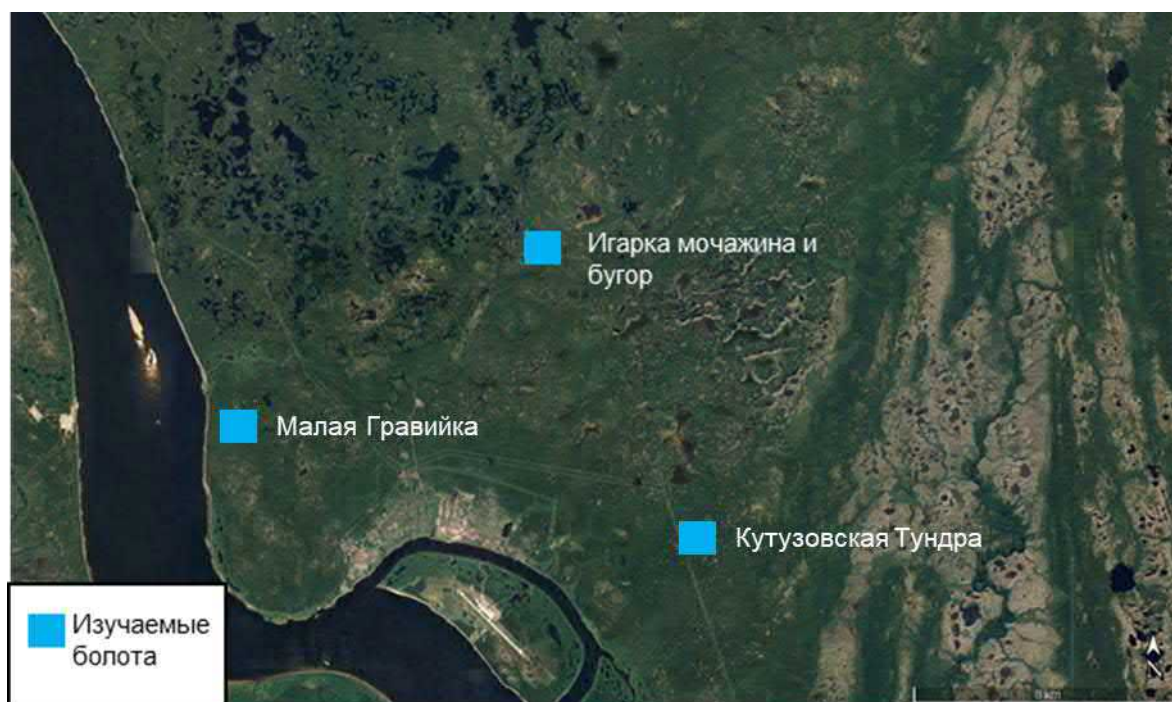


Рисунок 13. Положение изученного болота на ключевом участке Игарка.

Для торфяных залежей болот было получено 33 радиоуглеродных AMS дат (таблица 6).

Таблица 6. радиоуглеродные датировки и калиброванные значения возраста болота Игарка, разрезы Игарка-2 и Игарка-3

Лабораторный номер	Глубина (см)	Материал	Радиоуглеродный возраст (14С лет назад)	2σ интервал кал. возраста, лет назад. В скобках указана вероятность калибровки. В случае указания возраста AD – нашей эры
Игарка-3				
9151	12-13	ТОС	550±20	541±15(0.717); 611±14(0.283)
8351	40-41	ТОС	1405±20	1294±13(0.625); 1333±13(0.375)

8352	80-81	ТОС	3190±20	3411.5 ± 38.5 (1.000)
8353	119-120	ТОС	4150±20	4591 ± 12 (0.066); 4672 ± 62 (0.609); 4784 ± 39 (0.325)
Игарка-2				
8354	15-16	ТОС	1930±20	1756 ± 9 (0.038); 1798 ± 15 (0.072); 1857 ± 40 (0.806); 1912 ± 13 (0.084)
8332	50-51	ТОС	3230±20	3430 ± 39 (0.965); 3477 ± 3 (0.035)
8333	60-61	ТОС	3320±20	3471 ± 2 (0.004); 3534 ± 54 (0.964); 3612 ± 9 (0.032)
8334	100-101	ТОС	3430±20	3595 ± 10 (0.047); 3670 ± 53 (0.820); 3759 ± 6 (0.017); 3808 ± 13 (0.116)
8335	150-151	ТОС	3805±20	4109 ± 16 (0.113); 4196 ± 52 (0.874); 4281 ± 5 (0.012)
8336	201-202	ТОС	4120±20	4591 ± 63 (0.545); 4687 ± 20 (0.157); 4783 ± 30 (0.298)
8337	251-252	ТОС	4080±20	4459 ± 13 (0.076); 4571 ± 53 (0.793); 4641 ± 2 (0.001); 4686 ± 5 (0.014); 4777 ± 16 (0.115)
8338	300-301	ТОС	4320±20	4864 ± 24 (0.797); 4906.5 ± 8.5 (0.031); 4919.5 ± 2.5 (0.009); 4944 ± 15 (0.162)
8339	350-351	ТОС	4360±20	4915 ± 58 (1.000)
8340	401-402	ТОС	4445±20	5016 ± 54 (0.549); 5118 ± 16 (0.064); 5224 ± 55 (0.387)
8341	449-450	ТОС	4340±20	4906 ± 55 (1.000)
8342	500-501	ТОС	4490±20	5097 ± 51 (0.431); 5222 ± 67 (0.569)
8343	550-551	ТОС	4830±20	5505 ± 23 (0.498); 5585 ± 11 (0.502)
8344	599-600	ТОС	4955±25	5665 ± 64 (1.000)
8345	650-651	ТОС	4315±25	4863 ± 26 (0.772); 4906 ± 9 (0.047); 4920 ± 3 (0.011); 4944 ± 16 (0.169)
8346	700-701	ТОС	5165±20	5921 ± 21 (0.827); 5978 ± 11 (0.173)
8347	749-750	ТОС	5200±20	5955 ± 39 (1.000)
8348	798-799	ТОС	5400±20	6131 ± 7 (0.046); 6235 ± 48 (0.954)
8349	845-846	ТОС	5425±20	6243 ± 45 (1.000)
8350	859-860	ТОС	5500±20	6226 ± 8 (0.038); 6296 ± 20 (0.898); 6381 ± 9 (0.064)
Малая Гравийка				
9145	15-17	торф	1,24±0,0031 (F ¹⁴ C)	-34 ± 1 (0.673); -12 ± 0 (0.031); -12 ± 0 (0.114); -11 ± 0 (0.101); -10 ± 0 (0.048); -9 ± 0 (0.033)
9468	31-32	торф	840±20	701 ± 12 (0.203); 746 ± 30 (0.781); 781 ± 2 (0.016)
9469	61-63	торф	2380±25	2407 ± 63 (0.964); 2483 ± 7 (0.036)
9470	93-95	торф	2900±25	3019 ± 62 (0.845); 3121 ± 30 (0.155)
9471	126-127	торф	2635±20	2754 ± 16 (1.000)
9146	158-160	торф	3685±25	3937 ± 11 (0.072); 4028 ± 65 (0.903); 4135 ± 7 (0.025)

9472	215-216	древесина	3725±25	4044 ± 60 (0.736); 4128 ± 21 (0.264)
9473	250-253	древесина	5830±25	6620 ± 63 (0.862); 6712 ± 22 (0.138)
9147	278-280	ТОС	10325±30	12069 ± 125 (0.689); 12248 ± 18 (0.054); 12315 ± 13 (0.046); 12404 ± 52 (0.211)
Кугузовская Тундра				
ХА61268	56-58	ТОС	5878 ± 27	6694 ± 55 (0.966); 6772 ± 8 (0.034)
ХА61269	97-99	ТОС	6120 ± 27	6965 ± 68 (0.692); 7057 ± 18 (0.067); 7131 ± 27 (0.241)
ХА61270	127-129	ТОС	6542 ± 24	7466 ± 43 (0.976); 7551 ± 6 (0.024)
ХА61271	135-137	ТОС	6708 ± 27	7526 ± 16 (0.305); 7590 ± 30 (0.665); 7648 ± 9 (0.030)
ХА61272	186-188	ТОС	6899 ± 23	7730 ± 56 (1.000)
ХА61273	243-247	ТОС	6937 ± 25	7743 ± 58 (0.866); 7821 ± 16 (0.134)
ХА61274	387-389	ТОС	7192 ± 23	7992 ± 37 (1.000)
ХА61275	446-449	ТОС	7481 ± 24	8232 ± 34 (0.434); 8326 ± 44 (0.566)
ХА61276	525-527	ТОС	7614 ± 24	8401 ± 30 (0.987); 8443 ± 4 (0.013)
ХА61277	558-560	ТОС	7779 ± 25	8479 ± 24 (0.126); 8557 ± 45 (0.874)
ХА61278	605-607	ТОС	8189 ± 27	9085 ± 63 (0.636); 9220 ± 50 (0.364)
ХА61279	677-679	ТОС	6452±23	7373 ± 51 (1.000)
ХА61280	739-740	ТОС	8240 ± 27	9042 ± 10 (0.031); 9101 ± 12 (0.032); 9213 ± 94 (0.897); 9384 ± 16 (0.040)
ХА61281	788-790	ТОС	8605 ± 27	9580 ± 51 (0.962); 9652 ± 10 (0.038)
ХА61282	857-861	ТОС	8701 ± 27	9639 ± 93 (1.000)
ХА61283	902-904	ТОС	17132 ± 52	20688 ± 158 (1.000)
ХА61284	917-919	ТОС	18380 ± 51	22322 ± 119 (1.000)

4.1.1 Разрез Игарка-2

Болото Игарка расположено на слабоволнистой моренной равнине Ермаковского (позднеплейстоценового) оледенения (67.531857° С.Ш., 86.635107° В.Д.) в окружении разреженного лиственничного и елово-лиственничными редколесья с участием кедра сибирского и березы повислой (*Betula pendula*). Болото расположено на высоте 52 м н.у.м. и занимает площадь более 15 га. Болото представляет собой мозаику мерзлотных бугров высотой более 4.5 м и шириной 50–100 м и плоских, преимущественно талых мочажин шириной 200–300 м (рис. 14). Сезонно-талый слой на буграх достигал 50–52 см. Поверхность бугров занимают лишайники (70%) и гипновые мхи (20%) в сочетании с *Betula nana*, *Ledum palustre*, *Rubus chamaemorus*, а также обнаженный торф; в то время как в мочажинах распространены различные виды осок, гипновые мхи и заросли *Betula nana*.

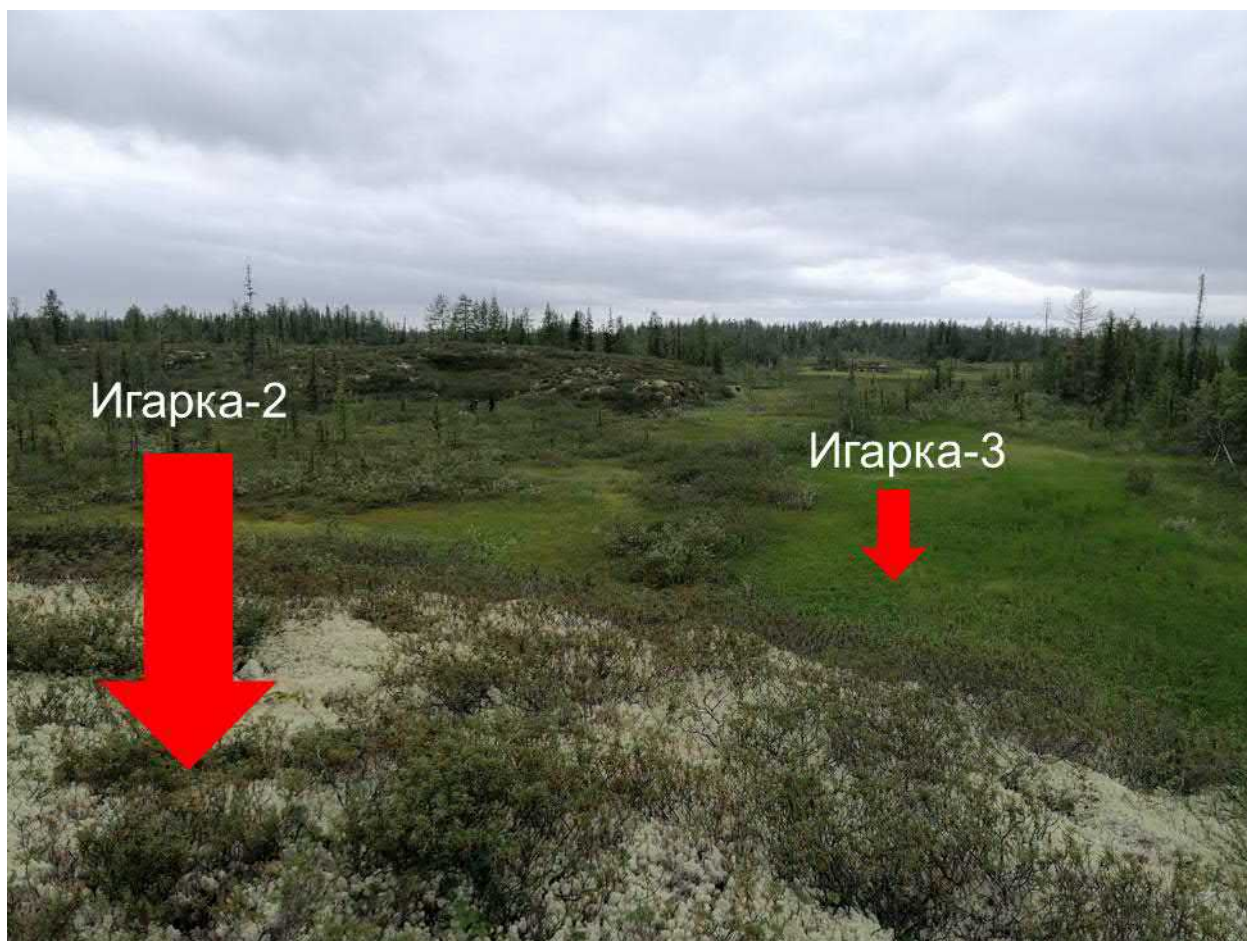


Рисунок 14. Болото Игарка (разрезы Игарка-2 и 3). Фото выполнено Куприяновым Д.А. Красными стрелками указаны места отбора кернов.

Было пробурено две скважины: одна в бугре Игарка-2 (850 см), 837 см которого представлены торфом и льдом, а нижние 13 см - суглинком, а другая в соседней мочажине Игарка-3 (120 см), сложенная торфом.

Основание скважины имеет возраст 6300 кал. л.н, торфонакопление началось с глубины 837 см 6230 кал. л.н. (рис. 15). Радиоуглеродные даты, полученные по керну бугра пучения с шагом 50 см, в целом закономерно возрастают с глубиной (рис. 15, табл. 6), за исключением нескольких инверсий. За исключением сезонно-талого слоя (6- см) в торфяной залежи бугра пучения выявлены прослой и кристаллы льда. Скорость аккумуляции торф колеблется в интервале от 1 до 30 мм/год. Столь высокая скорость накопления торфа на изученном бугре пучения, очевидно, переоценена вследствие расширения торфяной толщи за счёт ледяных линз при морозном пучении (Novenko et al., 2024).

За последние 1850 лет скорость торфонакопления на бугре пучения снизилась в среднем до 0,075 мм/год, что значительно ниже предыдущих значений. Вероятно, полученная оценка занижена вследствие нарушения верхних слоёв торфа в результате водной эрозии поверхности бугра и пожаров (Novenko et al., 2024). В ходе полевых наблюдений на глубинах 10–11 и 13–14 см были обнаружены фрагменты древесного угля и обожжённая древесина.

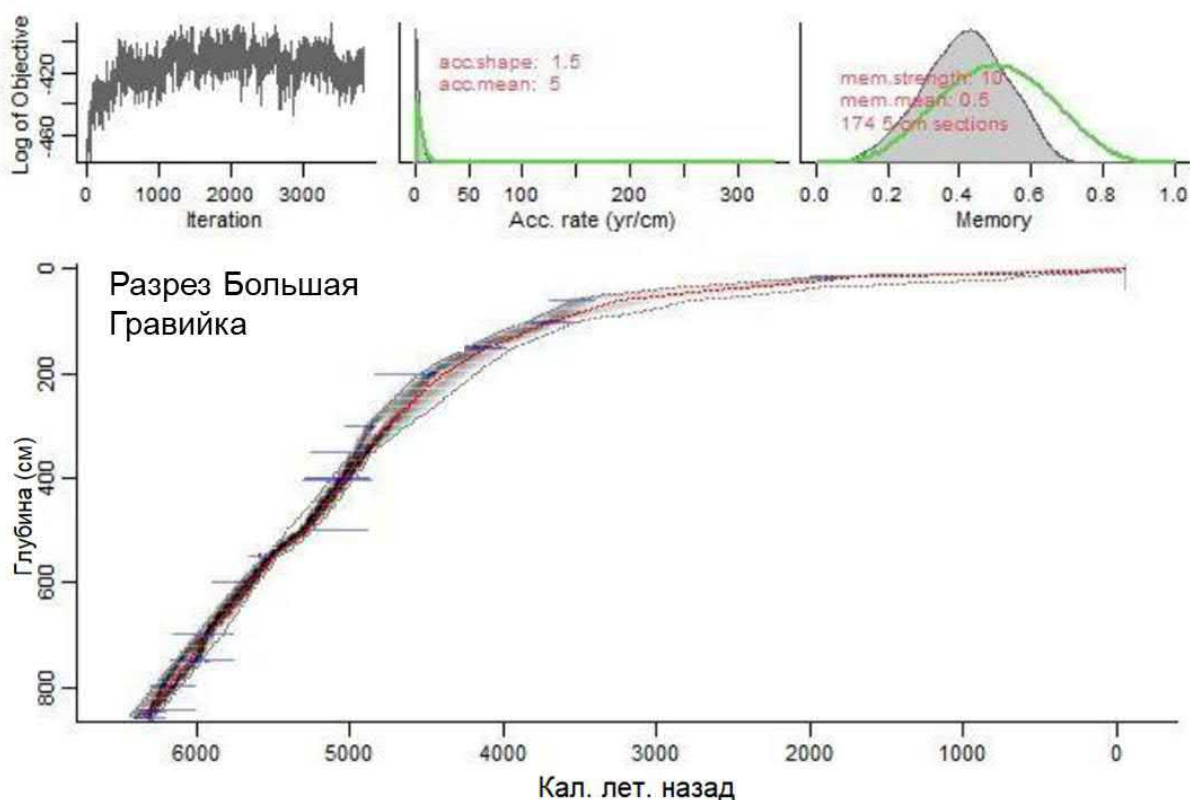


Рисунок 15. Модель роста отложений разреза Игарка-2, болото Игарка (по Novenko et.al., 2022).

По значениям потерь при прокаливании (ППП), гумификации торфа и концентрации макрочастиц угля в разрезе Игарка-2 выделено три зоны (рис. 16).

Зона 1 (860–751 см; 6300–5980 кал. л. н.). В интервале 860–837 см значения PPP возрастают с 13,1 до 59,7 %, затем стабилизируются на уровне 91,6 %. Гумификация торфа колеблется в пределах 0,121–0,361. На глубинах 849, 846 и 836 см зафиксированы три пика концентрации макрочастиц угля (676, 433 и 568 частиц/см³ соответственно); выше по разрезу концентрация не превышает 100

частиц/см³.

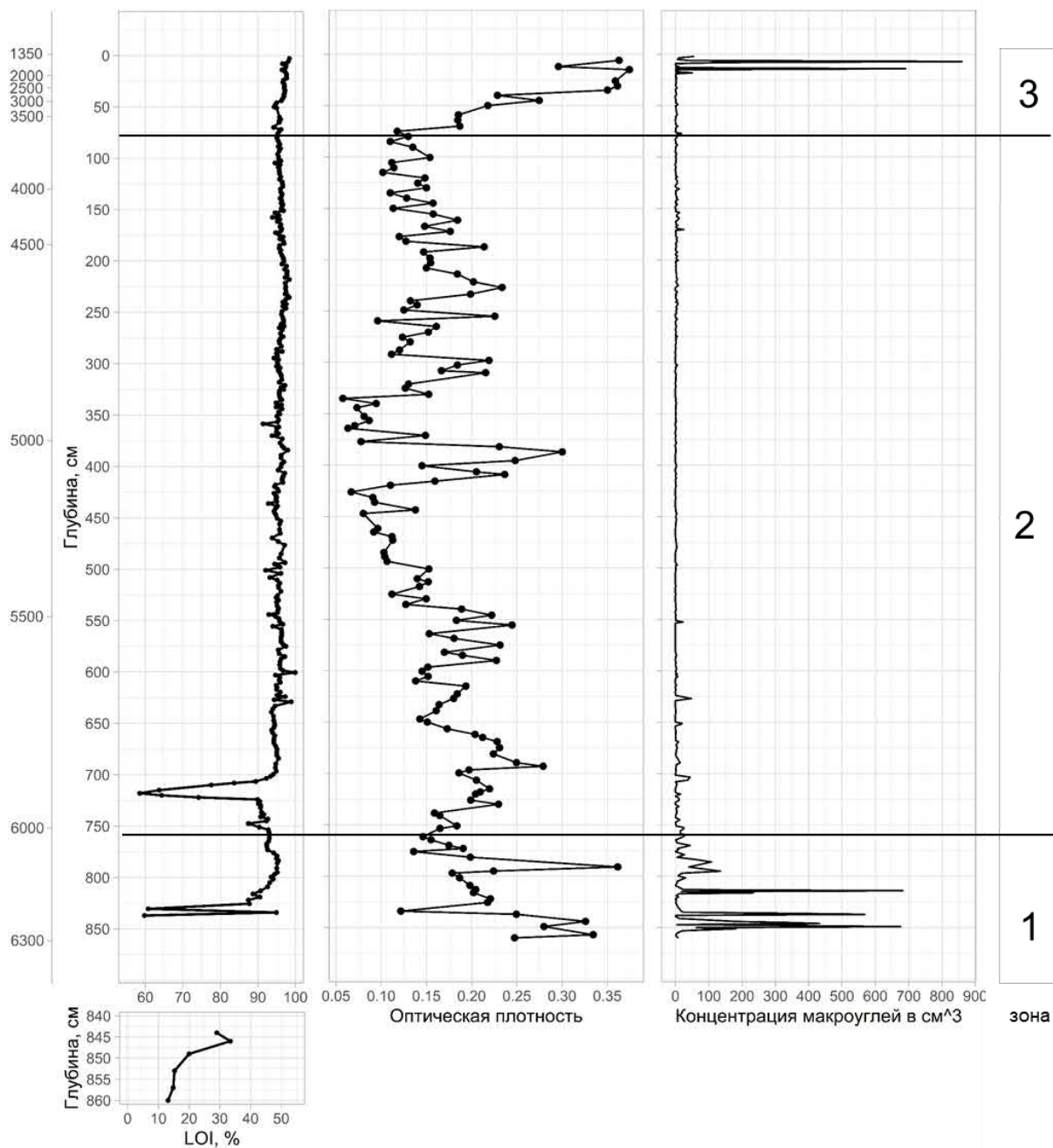


Рисунок 16. Изменение потерь при прокаливании (LOI), оптической плотности торфа, концентрации макрочастиц угля в разрезе Игарка-2. Серым фоном обозначены глубины с концентрацией макрочастиц угля менее 30 частиц/см³.

Зона 2 (751–70 см; 5980–3570 кал. л. н.). Характеризуется относительной стабильностью показателей. ППП в среднем составляют 95,7 %, за исключением интервала 724–706 см, где наблюдается снижение до 58,4 %. Среднее значение оптической плотности торфа 0,157, с периодическими понижениями до 0,057 и

единичным повышением до 0,300 на глубине 387 см. Концентрация макрочастиц угля в большинстве образцов нулевая, эпизодически возрастая до 20–30 частиц/см³.

Зона 3 (70–0 см; 3570–1350 кал. л. н.). Соответствует сезонно-талому слою на бугре пучения. ППП по сравнению с предыдущей зоной изменяются незначительно, составляя в среднем 96,5 %. Оптическая плотность торфа резко возрастает от 0,186 до 0,374 вследствие усиления процессов разложения торфа. Выделяются два пика концентрации макрочастиц угля на глубинах 14 и 7 см (693 и 860 частиц/см³ соответственно).

4.1.2 Разрез Игарка-3

Возраст образца торфа в основании скважины 4700 кал. л.н. (рис. 17). интервале 120–80 см (4700–3500 кал. л. н.) средняя скорость торфонакопления равна 0,31 мм/год. Затем, в интервале 80–40 см (3500–1400 кал. л. н.), скорость снижается до 0,19 мм/год. В интервале 40–15 см (1400–700 кал. л. н.) скорость вновь возрастает до 0,38 мм/год. Верхние 15 см разреза накапливались со скоростью 0,20 мм/год.

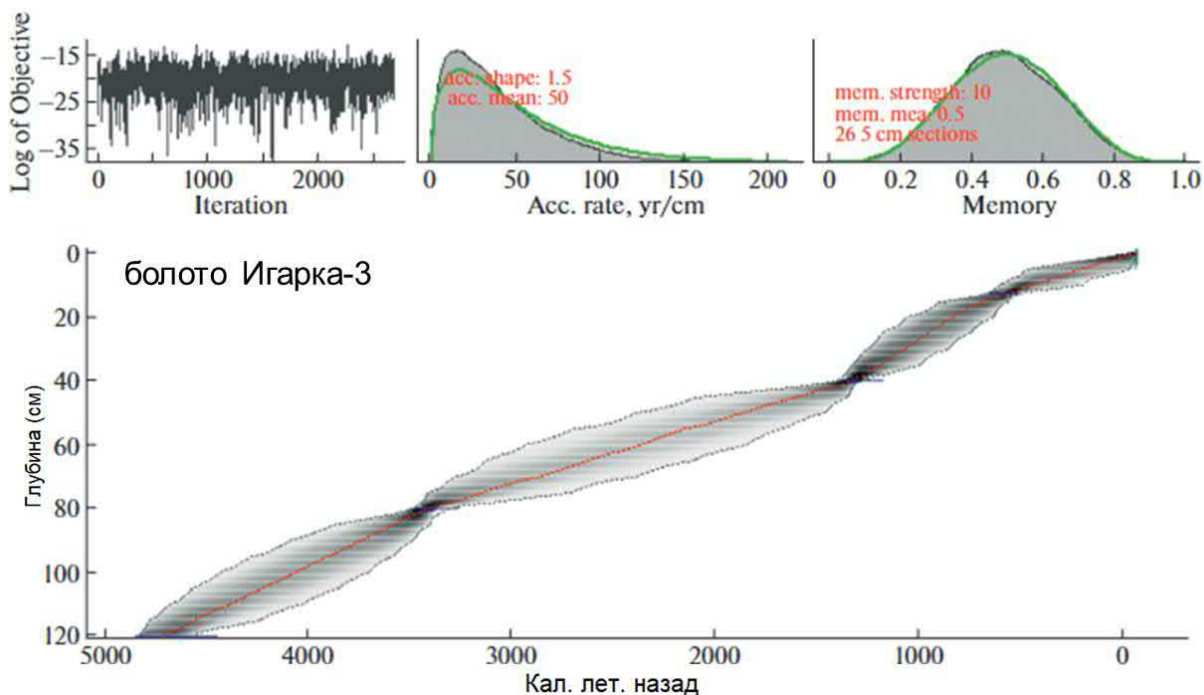


Рисунок 17. Модель роста отложений разреза Игарка-3.

По оптической плотности, ППП и концентрации макрочастиц угля в торфе в разрезе Игарка-3 можно выделить три зоны (рис. 18). Зона 1 (120-50 см, 4700-1900 кал.л.н.) стабильна. ППП в среднем составляют 94,2%, значение оптической

плотности колеблется от 0.163 до 0.260. Макроуглей в большинстве образцов не обнаружено, кроме одного пика на глубине 85 см (94 частиц/см³).

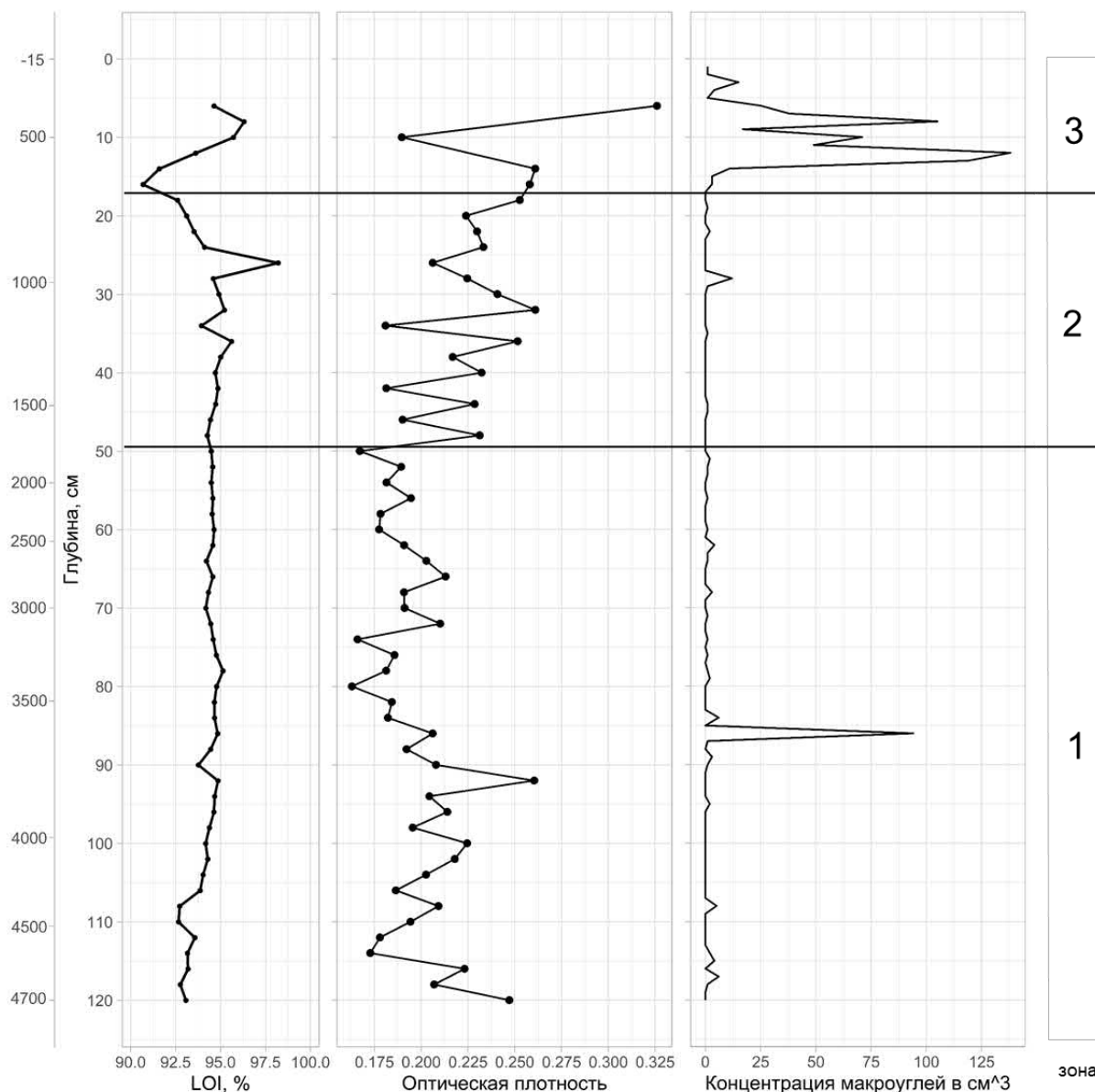


Рисунок 18. Изменение потерь при прокаливании (LOI), оптической плотности торфа, концентрации макрочастиц угля в разрезе Игарка-3.

Зона 2 (50–16 см; 1900–700 кал. л. н.). Показатели потерь при прокаливании (ППП) остаются в целом стабильными, с тенденцией к снижению от 95,0 до 90,7 %. Оптическая плотность демонстрирует возросшую амплитуду колебаний между отдельными образцами, изменяясь в пределах 0,181–0,260. Концентрация макрочастиц угля в большинстве образцов нулевая, за исключением незначительного увеличения до 12 частиц/см³ на глубине 28 см.

В третьей зоне (16-0 см, 700 кал.л.н.-н.в.) ППП возвращаются к предыдущим показателям. Оптическая плотность сначала резко падает с 0.26 до 0.189, затем возрастает до 0.325. Резко увеличивается концентрация макрочастиц угля: выделяется два пика концентрации, превышающих 100 частиц/см³.

4.1.3 Болото Малая Гравийка

Болото Малая Гравийка (67,481279° с.ш., 86,435738° в.д.) расположено на первой надпойменной террасе р. Енисей, на абсолютной высоте 22 м н.у.м. Площадь болотного массива составляет 1,38 га. По типу микрорельефа болото относится к плоскобугристым мерзлотным ландшафтам с характерным чередованием бугров пучения и обводнённых межбугровых понижений. Бугры невысокие (2–3 м над уровнем западин) и образуют сплошной массив, соответствующий торфяному плато.

Древостой разрежен (сомкнутость крон менее 0,1) и представлен редкой берёзой высотой 1,5–2,0 м. В кустарниковом ярусе доминирует *Betula nana*, образующая куртины (высота 0,5–0,7 м; проективное покрытие 40 %). Кустарничковый ярус сложен *Ledum palustre* (20 %), *Vaccinium vitis-idaea* (20 %), *Vaccinium uliginosum* (10 %), *Vaccinium myrtillus* (10 %) и *Empetrum nigrum* (10 %). В травяном ярусе обычна *Rubus chamaemorus* (30 %). Мохово-лишайниковый покров представлен лишайниками (60 %) и зелёными мхами (20%).

Скважина заложена в обводнённой талой мочажине. Основание разреза на глубине 278–280 см датируется 12050 кал. л. н. (табл. 6). Образец с глубины 250–253 см имеет возраст 6600 кал. л. н., что указывает на перерыв в осадконакоплении. Поскольку чёткие границы хиатуса не были выявлены, при построении модели осадконакопления смоделированный возраст торфа выше предполагаемого хиатуса составил 7200 кал. л. н. (рис. 19). В интервале 280–140 см (7200–3400 кал. л. н.) скорость осадконакопления равнялась 0,41 мм/год. Затем она возросла до 0,86 мм/год и сохранялась на этом уровне до глубины 96 см (3000 кал. л. н.). В интервале 96–65 см (3400–2400 кал. л. н.) скорость снизилась до 0,54 мм/год, после чего достигла минимального значения 0,22 мм/год и оставалась таковой до глубины 20 см (300 кал. л. н.). В интервале 20–0 см средняя скорость осадконакопления составила 0,71 мм/год.

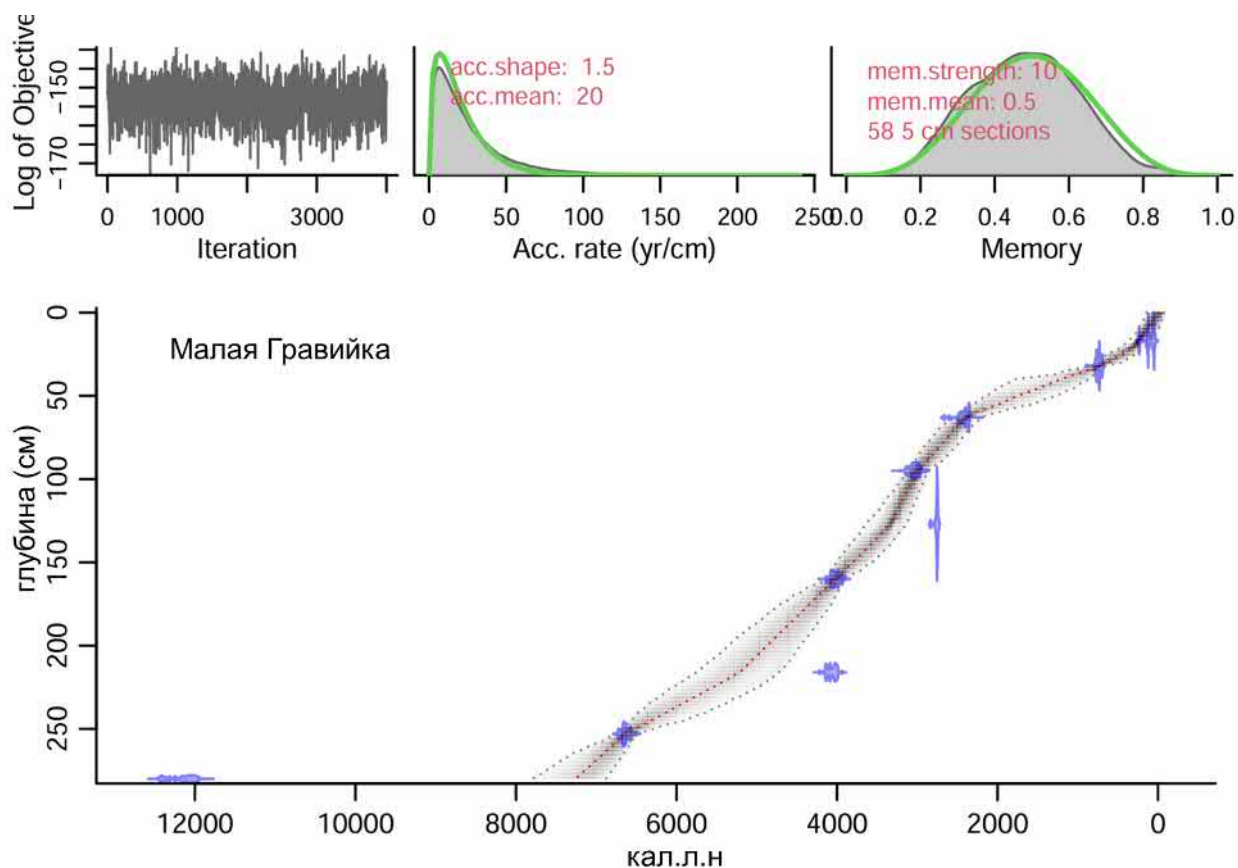


Рисунок 19. Модель роста отложений разреза Малая Гравийка.

Базальный горизонт болота Малая Гравийка (7200 кал.л.н., 280 см) содержит смешанный состав: древесина 25%, осоки 25%, зелёные мхи 20%, прочие травы 20%, сфагнум 10% (рис. 20). Период 7200–5200 кал.л.н. (280–208 см) характеризуется господством древесных остатков (30–80%), нередко в сочетании с прочими травами (15–50%). Доля кустарничков периодически возрастает до 20% (6200–5600 кал.л.н.), что позволяет реконструировать заболоченный лес с кустарниковым ярусом. Около 5446 кал.л.н. доля древесины достигает максимума – 80%.

В интервале 5200–2500 кал.л.н. (208–59 см) накапливался древесно-травяной торф, хотя пропорции растений-торфообразователей варьируют: доля древесины 7–70%, прочих трав 20–55%, зелёных мхов 3–42%. Около 1900 кал.л.н. (53 см) фиксируется кратковременный экстремальный эпизод: доля прочих трав достигает 90% при полном отсутствии других групп, что может указывать на катастрофическое обводнение поверхности болота, возможно, в результате протаивания.

В интервале 1900–1200 кал.л.н. (53–38 см) накапливался преимущественно травяно-осоковый торф: осоки (60%) и прочие травы (40%). В интервале 1050–452 кал.л.н. (38–25 см) доля кустарничков возрастает до 45–70%, при высокой доле осок и трав. В верхних слоях торфяной залежи (122–55 уг ВР, 13–5 см) увеличивается участие зелёных мхов (90%).

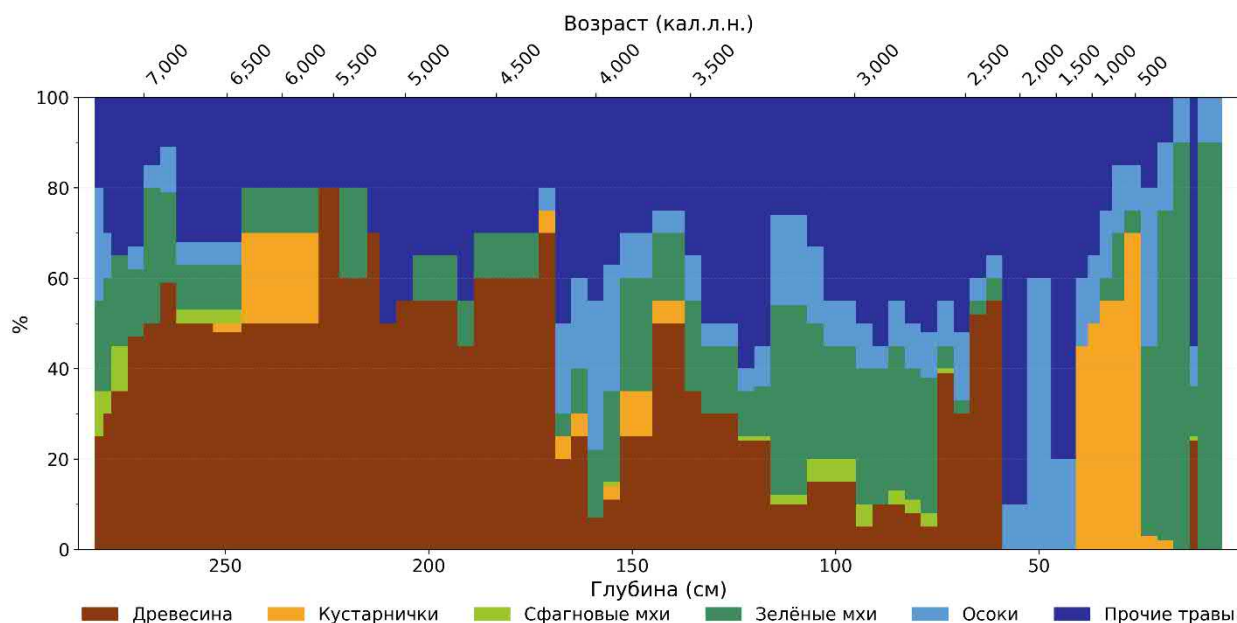


Рисунок 20. Ботанический состав торфа болота Малая Гравийка.

В разрезе Малая Гравийка выделяется 3 зоны (рис. 21). Зона 1 (280–133 см; 7200–3400 кал. л. н.). Соответствует периоду накоплению суглинков, в связи с чем потери при прокаливании (ППП) были крайне низкими. В интервале 280–170 см значения ППП варьируют от 3,5 до 16,0 %, составляя в среднем 9,5 %. В интервале 170–143 см потери возрастают до 53,0 %, затем вновь снижаются до предыдущих значений. Оптическая плотность в пределах зоны изменяется от 0,151 до 0,487, в среднем составляя 0,311. Пик на глубине 180 см (1,288), вероятно, является выбросом, поскольку смежные значения не демонстрируют аналогичной динамики. Макрочастицы угля отсутствуют.

Зона 2 (133–29 см; 3400–600 кал. л. н.). ППП стабилизируются на уровне в среднем 82,3 %. С глубины 50 см и до конца зоны значения снижаются и колеблются в пределах 44,7–77,1 %. Аналогичную динамику демонстрирует оптическая плотность: до глубины 50 см её значения изменяются от 0,209 до 0,281, ниже – от 0,243 до 0,380. Макрочастицы угля отсутствуют.

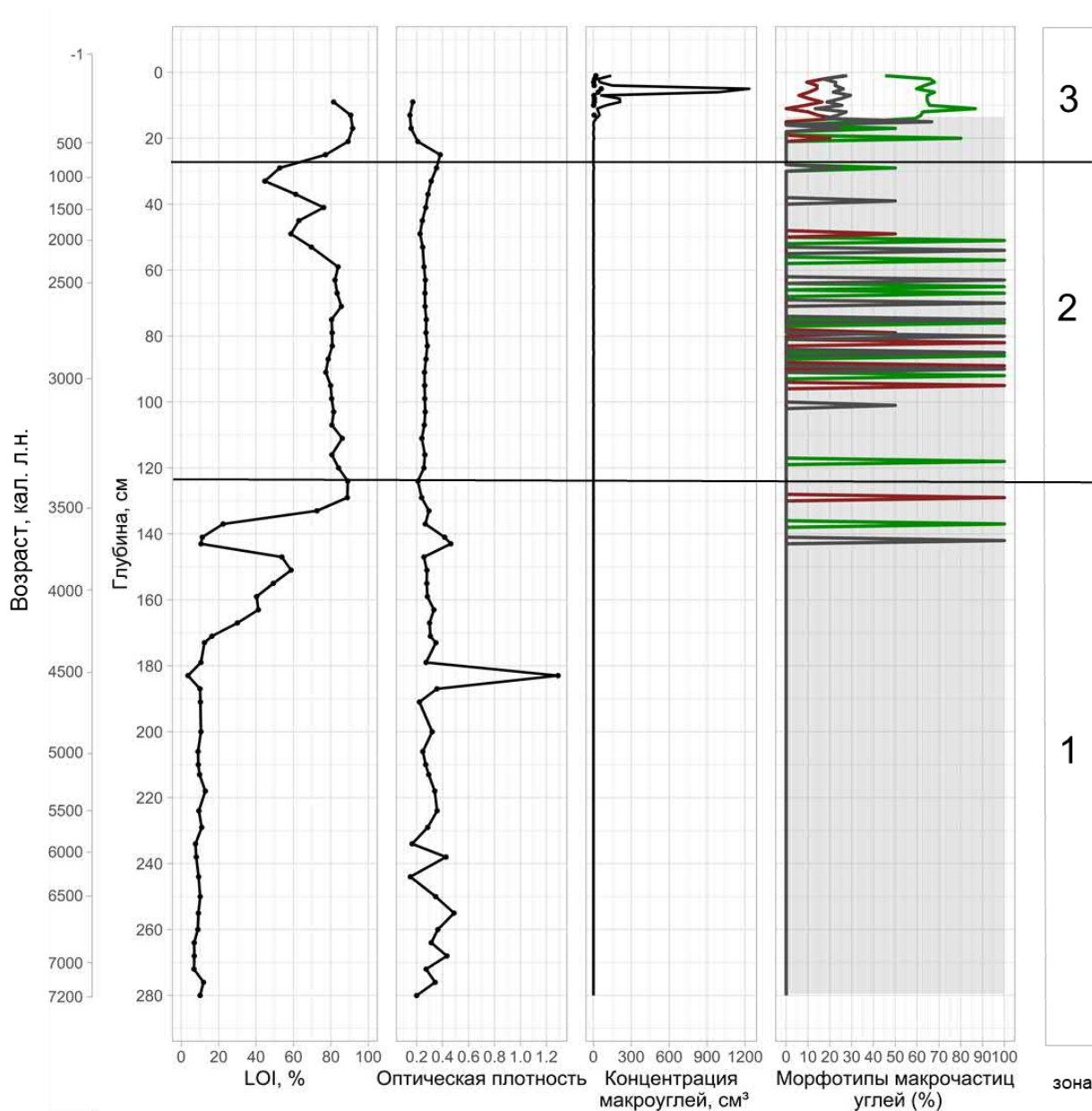


Рисунок 21. Изменение потерь при прокаливании (LOI), оптической плотности торфа, концентрации макрочастиц угля в разрезе Малая Гравийка.

Зона 3 (29–0 см; 600 кал. Л. н. – настоящее время). ППП и степень гумификации возвращаются к значениям, характерным для большей части предыдущей зоны. В отличие от вышележащих зон, здесь присутствуют макрочастицы угля, достигающие максимальных концентраций (до 1200 частиц/см³) на глубинах 10–15 см. Более 65 % макрочастиц имеют удлинённую форму и относятся к травяному морфотипу.

4.1.4 Кутузовская Тундра

Болото Кутузовская Тундра (67.458729° с.ш., 86.770314° в.д.) расположено на слабоволнистой моренной равнине Ермаковского (позднеплейстоценового) оледенения на высоте 55 м н.у.м. и занимает площадь более 29 га. Болото можно условно разделить на две части, одна из которых занята крупнобугристыми комплексом высотой более 6 м, а другая грядово-мочажинным комплексом. Описание растительности выполнено не было, поскольку работы производились в зимнее время, а добраться до болота летом невозможно.

Скважина была заложена в мерзлотном бугре пучения. Основание разреза на глубинах 919-870 см сложено суглинком возрастом 22000-20000 кал.л.н (таблица 6, рис. 22). С началом накопления органики на глубине 870 см (рис. 23) возраст отложений соответствует 10150 кал.л.н. С началом аккумуляции органики и роста ППП (рис. 23) скорость аккумуляции составляет 1.54 мм/год. С превышением ППП 50% на глубине 784 см скорость роста отложений возрастает до 2.28 мм/год до глубины 560 см. Далее, при стабилизации торфонакопления и прекращения резких изменений ППП, скорость вновь возрастает до 3.86 мм/год в интервале 560-130 см. После этого скорость падает до в среднем 1.06 мм/год. Как и в случае с болотом Игарка-2, высокая скорость аккумуляции также переоценена вследствие расширения торфяной толщи за счёт ледяных линз при морозном пучении.

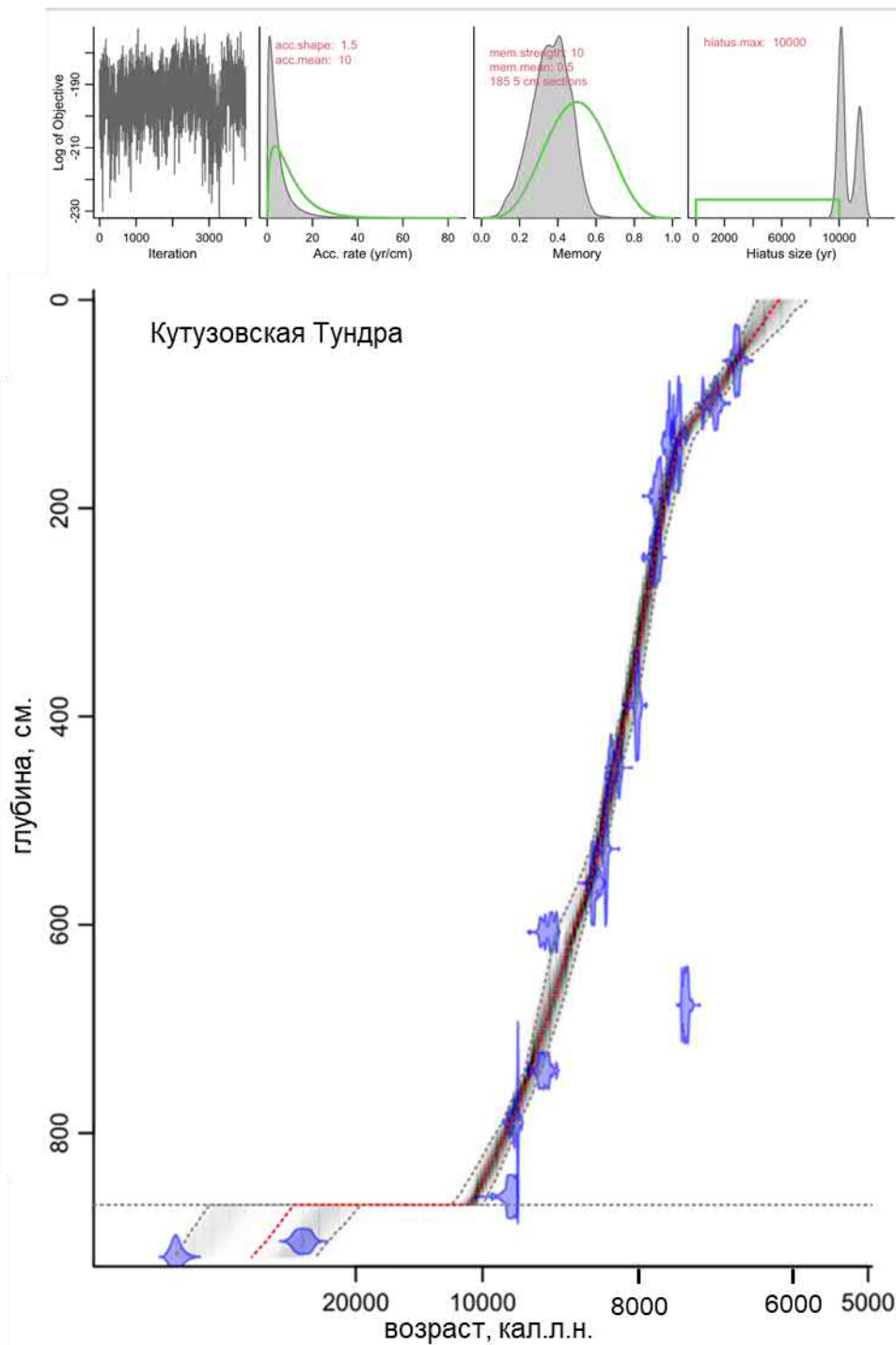


Рисунок 22. Модель роста отложений разреза Кутузовская Тундра.

В разрезе Кутузовская Тундра выделяется 3 периода (рис. 23). Первый период (917-870 см) соответствует суглинистым отложениям возраста 22000-20000 кал.л.н., на которых сформировался мерзлотный торфяной бугор пучения. Небольшое количество макрочастиц угля, вероятно, ошибочно принятые за макрочастицы угля темные минералы. Второй период (870-560 см, 10150-8600 кал.л.н.) соответствует зоне становления торфяника. ППП от начала периода до глубины 700 см возрастают

с 6% до 80%, а после до конца зоны колеблются с максимальными перепадами от 20 до 95%. Оптическая плотность с 780 см до конца зоны колеблется от 0.113 до 0.284, в среднем равняясь 0.193. Измерение оптической плотности в нижележащих слоях разреза было невозможно провести из-за нехватки материала. Макроугли отсутствуют. Для третьего периода (560-0 см, 8600-6150 кал.л.н.) характерно постепенное торфонакопление. В интервале 560-480 см ППП все еще испытывают значительные колебания от 54 до 95%, но после этого амплитуда изменения не превышает 15% при среднем значении 93%. Среднее значение оптической плотности падает до 0.135. Макрочастицы угля встречаются на глубинах 279-250 с, достигая 22 ч/см³, а также на глубинах 15-10 см с концентрацией до 6 ч/см³.

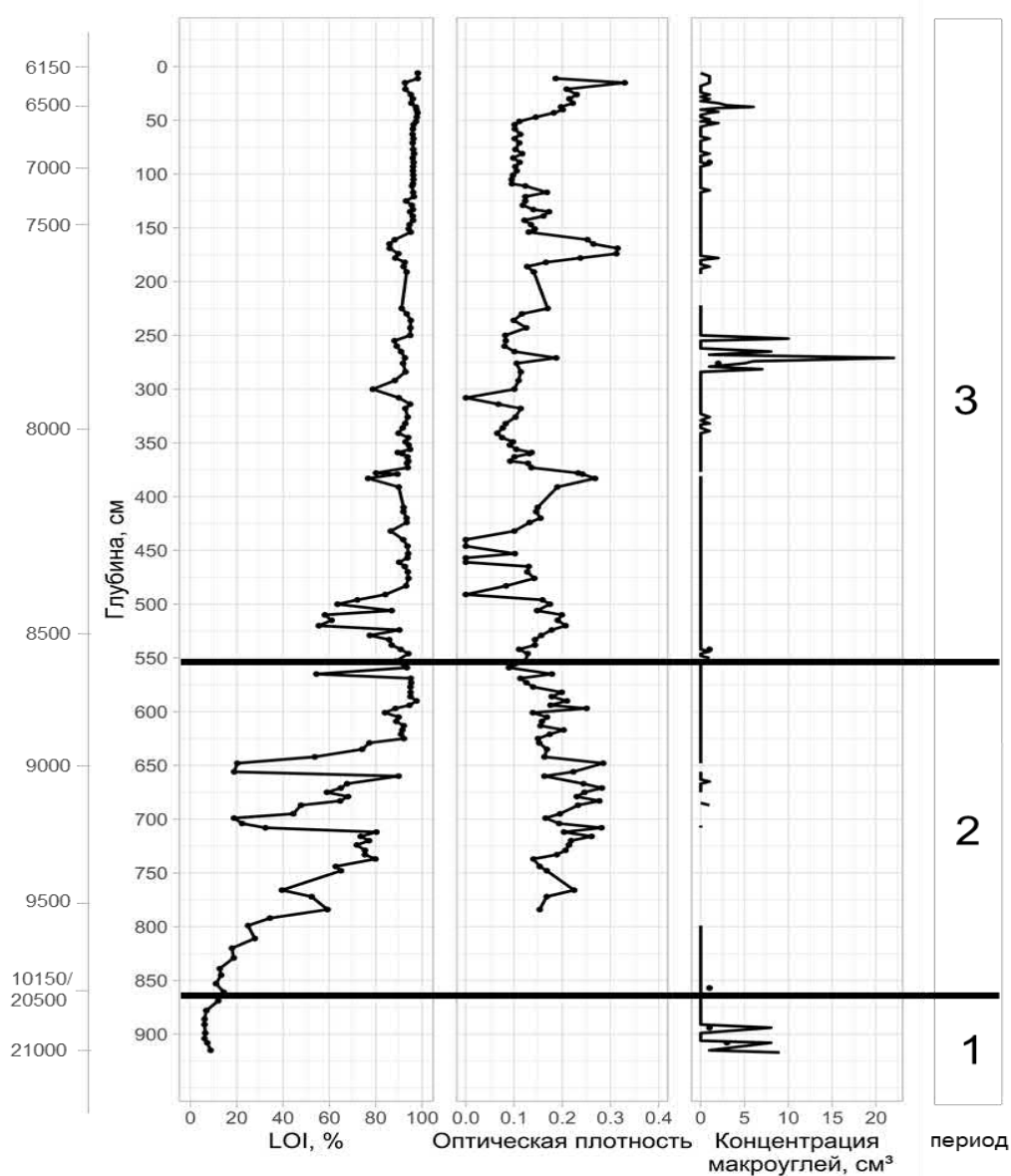


Рисунок 23. Изменение потерь при прокаливании (LOI), оптической плотности торфа, концентрации макрочастиц угля в разрезе Кутузовская Тундра.

4.1.5 Пожарный режим на территории ключевого участка Игарка в голоцене.

На территории ключевого участка Игарка можно выделить 5 периодов смены пожарного режима (рис. 24). Первый период выделяется с 6300 до 5700 кал. л. н. Пиковые скорости аккумуляции макрочастиц угля в среднем составляют 25 частиц/см²*год, единожды превышая 100 частиц/см²*год в начале развития болота. Период 2 (после 5700 - 4700 кал. л. н.). Согласно большинству температурных реконструкций, климат становится более холодным и влажным. Пожарная активность полностью прекращается, о чём свидетельствует отсутствие привноса макрочастиц угля. Данная обстановка сохраняется примерно до 4700 кал. л. н.

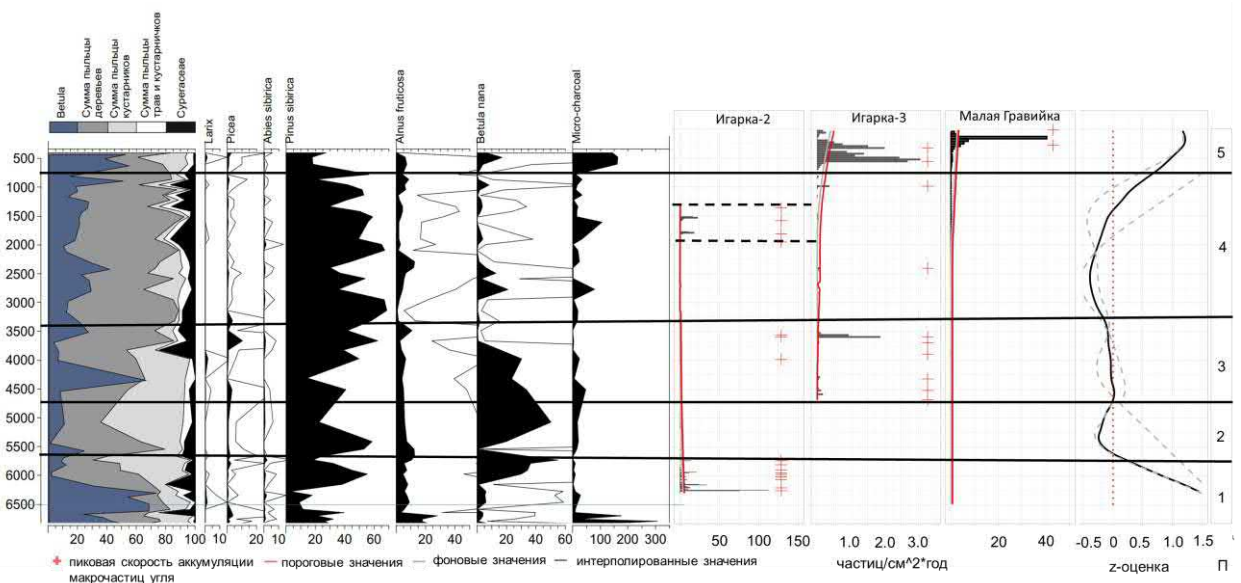


Рисунок 24. Выделение этапов смены пожарной активности по пикам скорости аккумуляции макрочастиц угля. Слева направо представлены: результаты спорово-пыльцевого анализа (СПА) из работы (Novenko et.al., 2022).; Скорости аккумуляции макрочастиц угля в торфе для разрезов Игарка-2 и Игарка-3, Малая Гравийка; Z-оценка, полученная по двум болотам.

Период 3 (4700–3400 кал. л. н.) выделяется по появлению макроскопических частиц угля в обоих разрезах, но в очень малых концентрациях (не более 10 частиц/см³ в образце). В это же время в районе Игарки господствовали среднетаежные леса с участием пихты, ели и кедра, что указывает на климатические условия, более теплые, чем современные (Новенко и др., 2022). Пожарная активность в это время была низкой, но не нулевой. Исключение составляет рост

скорости аккумуляции макрочастиц угля до $1.9 \text{ частиц/см}^2 \cdot \text{год}$ в разрезе Игарка-3, который также подтверждается появлением небольших количеств макроуглей в разрезе Игарка-2. Судя по имеющимся реконструкциям и падению доли ели при росте доли сосны сибирской (рис. 24), похолодание началось около 3700 кал. Л. н., однако наиболее сильный привнос макроуглей был примерно 3500 кал. Л. н.

В интервале 3400–600 кал. Л. н. (период 4) скорость аккумуляции макроуглей падает практически до нуля, выделяются локальные пики, что скорее связано с тем, что на фоне нуля любая концентрация макроуглей – это пик скорости аккумуляции. Вероятно, пики аккумуляции макроуглей в разрезе Игарка-3 связаны с отдаленными пожарами, которые не относятся непосредственно к пожарам в районе ключевого участка. Пики скорости аккумуляции макрочастиц угля в верхней части разреза Игарка-2 (выделены на рисунке 23 пунктирными линиями), вероятнее всего, связаны с современными пожарами, которые также выявляются в верхней части разреза Игарка-3 (этап 5). Однако, поскольку макроугли падали на более древний торф на вспучившемся бугре, то и эти пожары, соответственно, удалены.

Последний, пятый период (600 кал. Л. н. – н. в.) выделяется по резкому увеличению скорости аккумуляции макрочастиц угля в разрезе Игарка-3 (до $3 \text{ частиц/см}^2 \cdot \text{год}$), а также по резкому росту скорости аккумуляции макрочастиц угля в болоте Малая Гравийка с нуля до $45 \text{ частиц/см}^3 \cdot \text{год}$. Что касается Игарки, дополнительным фактором, несомненно, является горение самого города. Поскольку город был деревянным, то горел он достаточно часто. Особенно разрушительным стал пожар 27.07.1962 г. (Гапенко А., 2021, электронный ресурс).

В результате спектрального анализа данных по гумификации был выявлен цикл длительностью 600 лет с доверительной значимостью более 80% для болота Кутузовская Тундра (рис. 25). По макрочастицам угля были выявлены только короткие циклы длительностью 120 и 250 в болотах Кутузовская Тундра и Игарка-3, что, вероятно, отражает длительность межпожарного интервала (рис. 25)

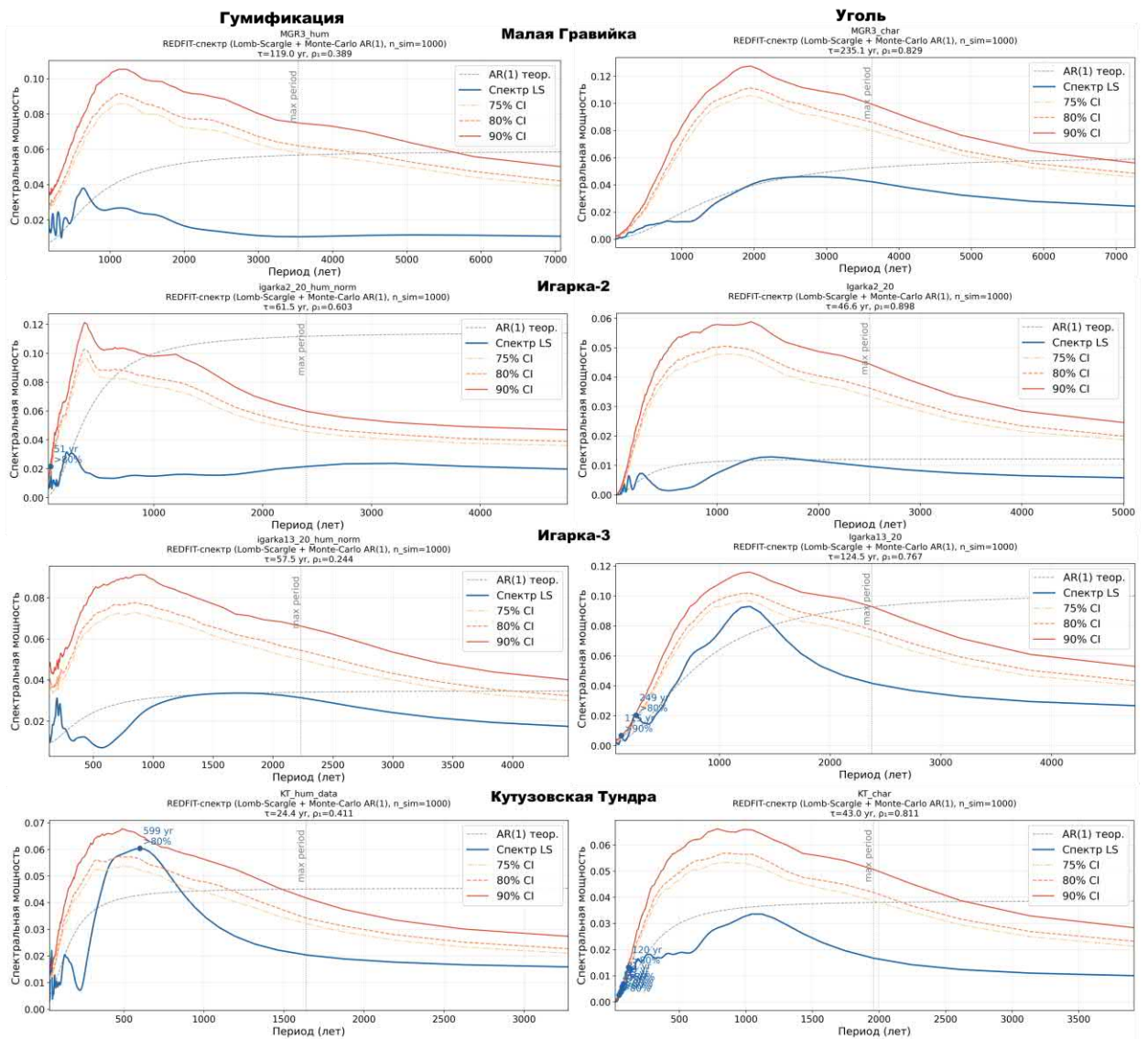


Рисунок 25. Результаты спектрального анализа рядов гумификации и макрочастиц угля для разрезов Малая Гравийка, Игарка-2, Игарка-3, Кутузовская Тундра по методу REDFIT (Lomb–Scargle + модель красного шума AR(1)) (Schulz, Mudelsee, 2002) с доверительными уровнями 75, 80 и 90%. Синяя линия показывает оценку спектральной мощности, пунктирная серая – теоретический спектр AR(1), цветные кривые – пороги значимости, точки отмечают частоты, на которых мощность статистически превышает модель красного шума.

По данным разреза Кутузовская Тундра был изучен интервал 10150-6000 кал.л.н. (рис. 26 А). Было выявлено 2 пожарных события около 7700 кал.л.н. и одно около 6500 кал.л.н. со скоростью аккумуляции 2.4 и 0.9 частиц/см²*год.

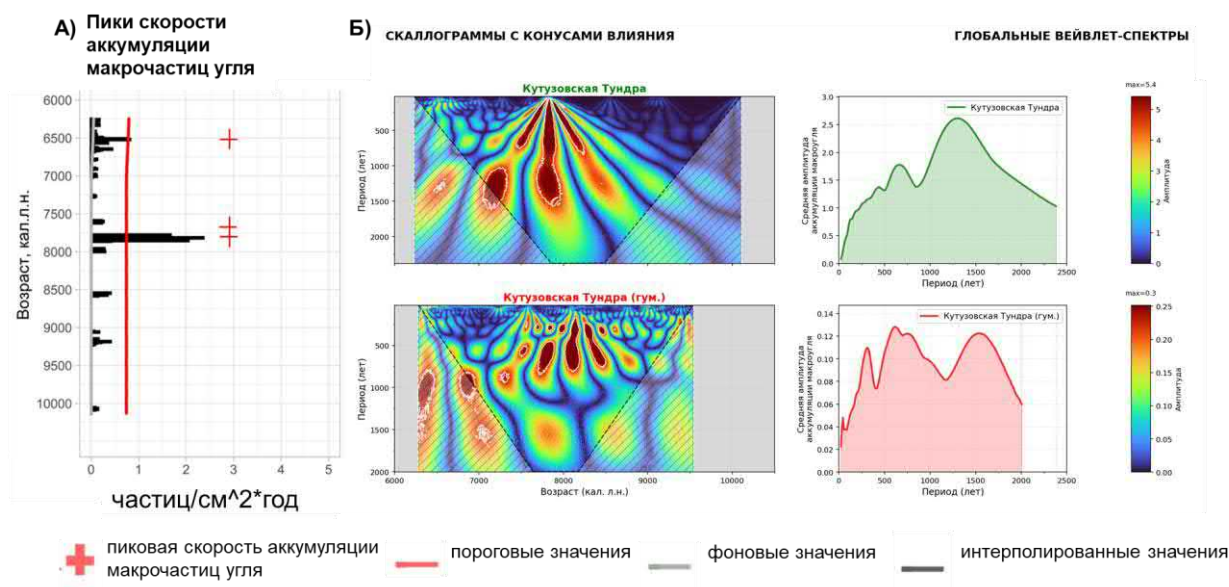


Рисунок 26. А) Скорости аккумуляции макрочастиц угля в торфе в болоте Кутузовская Тундра. Б) Вейвлет-анализ скоростей аккумуляции макрочастиц угля и гумификации в торфе для разреза Кутузовская Тундра. Белыми линиями на скалограммах выделены области значимости.

Для выявления связи между межпожарным интервалом и растительностью были использованы результаты спорово-пыльцевого анализа болота Игарка (Novenko et al., 2022, 2024, рис. 24). Были отобраны следующие пыльцевые таксоны, *Pinus sylvestris*, *Pinus sibirica*, *Picea*, *Betula sp.*, *Betula nana*, *Alnus fruticosa*, *Salix*, *Artemisia*, Poaceae, Cyperaceae, Rosaceae, *Equisetum*, *Sphagnum*, *Lycopodium clavatum*, *Larix*. В результате было выяснено, что корреляции между МПИ и полученными на основании пыльцевых таксонов главными компонентами не обнаружено (рис. 27). Вероятно, в следствии малого числа локальных пожаров (пик скорости аккумуляции макрочастиц угля в интервале при наличии пыли обнаружен только 3500 кал.л.н., остальные концентрации ничтожно малы), а также из-за того, что пожары и привнос макроуглей с момента основания Игарки связаны не с горением леса, а с горением самой Игарки, что не приводит к изменению пыльцевого спектра.

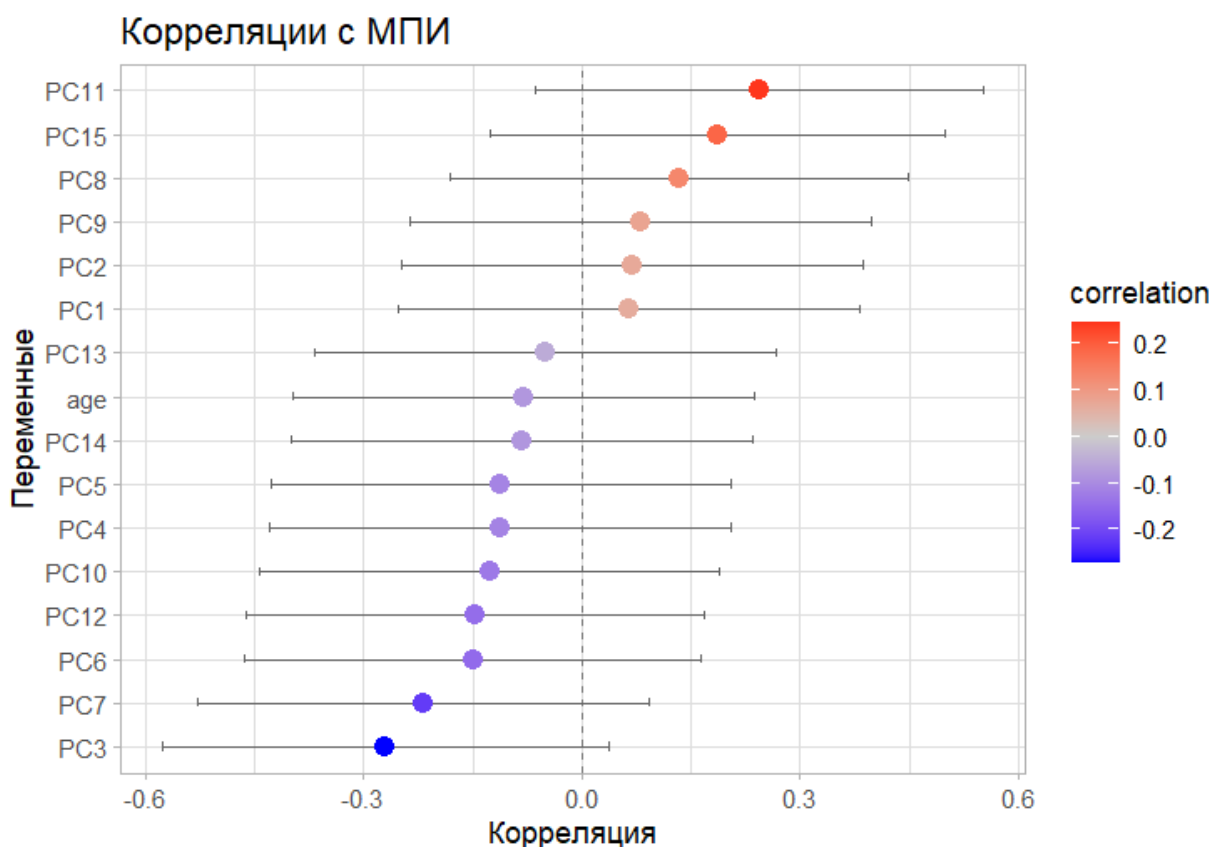


Рисунок 27. Корреляция длительности МПИ и главных компонент.

С помощью вейвлет-анализа в болоте Кутузовская Тундра выявленный 600-летний цикл статистически достоверно локализуется в интервале 7000-8500 кал.л.н., прослеживается также до и после этого интервала, но выражен слабо и недостоверен (рис. 26 Б).

Проведенное исследование показало, что болото Игарка начало формироваться около 6300 кал. л. н. В интервале 4700–3700 кал. л. н. фиксируются лишь единичные концентрации макрочастиц угля, что, вероятно, отражает региональный, а не локальный пожарный сигнал. Исключение составляет пик около 3500 кал. л. н., который, однако, не подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа (рис. 24). Высокие концентрации и скорости аккумуляции макрочастиц угля в верхней части обоих разрезов, по-видимому, связаны не с лесными пожарами, а с горением на территории г. Игарка. Это предположение дополнительно подтверждается отсутствием связи между пыльцевыми спектрами и длительностью межпожарного интервала.

4.2 Ключевой участок Туруханск

В районе поселка Туруханск, расположенного в устье реки Нижняя Тунгуска в месте ее впадения в р. Енисей, было изучено 3 болота: Березовое, Красное Солнце и Дальнее (рис. 27).

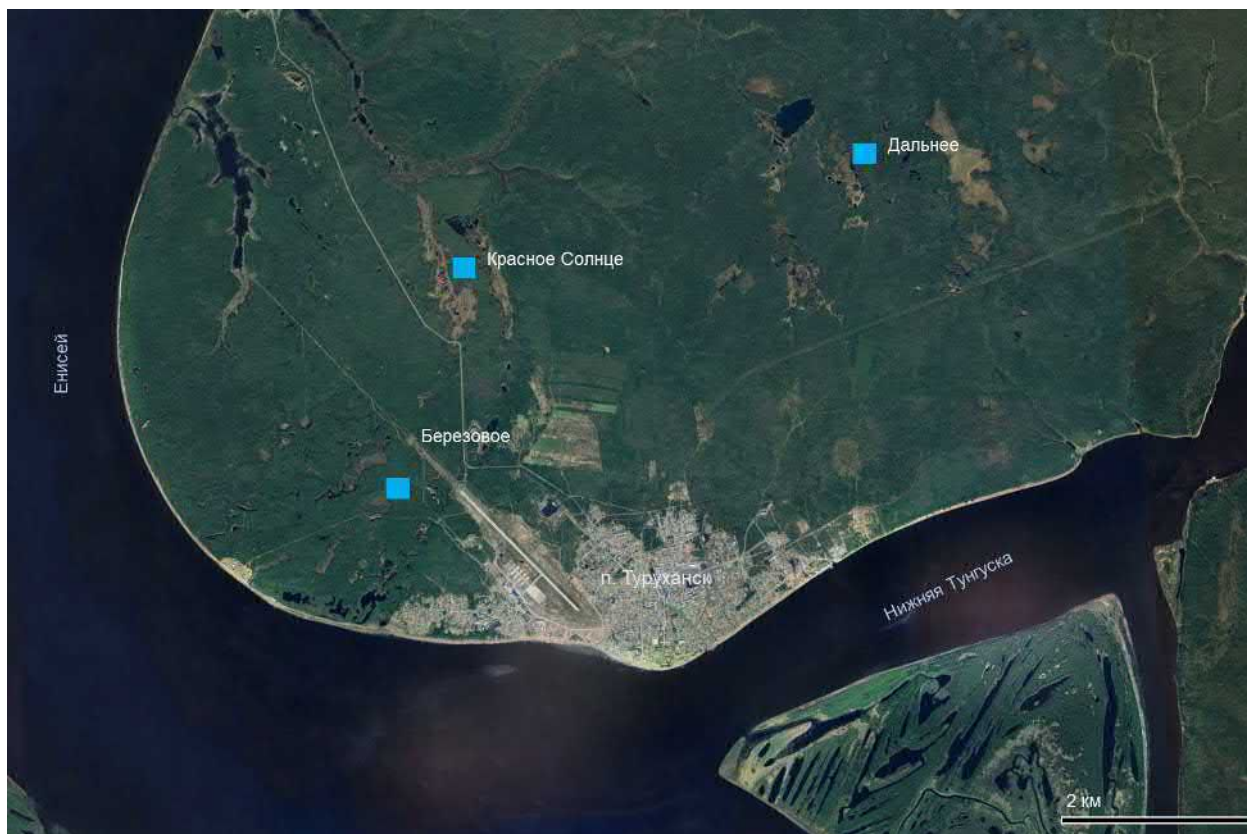


Рисунок 27. Положение изученных болот на ключевом участке Туруханск.

Для торфяных залежей болот было получено 13 радиоуглеродных AMS дат (таблица 7).

Таблица 7. радиоуглеродные датировки и калиброванные значения возраста болот Березовое, Красное Солнце и Дальнее.

Лабораторный номер	Глубина (см)	Материал	Радиоуглеродный возраст (14С лет назад)	2σ интервал кал. возраста, лет назад. В скобках указана вероятность калибровки В случае указания возраста AD – нашей эры
Березовое				
ХА61250	15-16	ТОС	276±18	159±2(0.006); 305±15(0.575); 383±5(0.023); 405±16(0.395)
ХА61251	86-87	ТОС	3712±19	4038±56(0.884); 4133±11(0.116)
ХА61252	138-139	ТОС	5377±18	6029±15(0.057); 6130±15(0.191); 6197±21(0.339); 6255±23(0.413)

XA61253	149-150	ТОС	8524±24	9512±27(1.000)
Красное Солнце				
XA61236	20-21	ТОС	-57±20	AD 1956-1957 (0.089) AD 2005-2007 (0.766) AD 2007.41-2007.86 (0.145)
XA61237	110-111	ТОС	3785±18	4010±20(0.333); 4162±22(0.299); 4214±22(0.368)
XA61238	200-201	ТОС	2143±18	2012±5(0.022); 2097±48(0.785); 2279±14(0.194)
IG9480	240-241	ТОС	6175±25	7076±86(1.000)
Дальнее				
XA61285	18-19	ТОС	-53±20	AD 1957.27 - 1957.52 (0.110) 2001.18 - 2001.25 (0.009) AD 2002 - 2003 (0.881)
XA61286	71-72	ТОС	2413±18	2423±68(0.964); 2607±3(0.019); 2662±3(0.017)
XA61287	119-120	ТОС	5431±23	6244±46(1.000)
XA61288	171-172	ТОС	7358±25	8119±87(0.940); 8275±11(0.060)
IG9479	199-200	ТОС	7820±25	8592±50(1.000)

4.2.1 Болото Березовое

Изучаемое болото расположено на 1 НПТ (65.805028° с.ш., 87.897842° в.д.), в окружении вторичного березового леса. Оно относится к переходному типу, занимает площадь 1.65 га и находится на высоте 21 м н.у.м. Болото, закочкарено, высота кочек достигает 0.4 м (рис. 28). На нем произрастают невысокие березы (до 5 м), редко встречаются подрост кедра (*Pinus sibirica*), сосны (*Pinus sylvestris*), лиственницы (*Larix sibirica*). В кустарниковом ярусе встречаются низкие ивы (*Salix sp.*) высотой до 0.4 м, в кустарничковом мирт болотный (*Chamaedaphne calyculata*), подбел (*Andromeda polifolia*), голубика (*Vaccinium uliginosum*) и клюква (*Oxycoccus sp.*). В травяном ярусе доминируют осоки с небольшой примесью вахты трехлистной (*Menyanthes trifoliata*). Большая часть поверхности болота была занята сфагновыми мхами (*Sph. fallax*, *Sph. obtusum*, *Sph. balticum*).



Рисунок 28. Болото Березовое, место отбора керна. красными стрелками указаны места отбора кернов.

В результате бурения была отобрана колонка мощностью 150 см, нижние 11 см которой сложены песком, обогащённым органическим материалом. Непосредственно торфяная залежь имеет мощность 139 см.

Забой скважины датируется 9500 кал. Л.н., однако активное торфонакопление началось лишь с 6200 кал. Л.н. (табл. 7, рис. 29). Нижние 10 см отложений накапливались медленно, со скоростью 0,03 мм/год. В интервале глубин 139–89 см (6200–4150 кал. Л.н.) скорость торфонакопления составила 0,24 мм/год, а на глубинах 89–16 см (4150–450 кал. Л.н.) – 0,19 мм/год. Верхняя часть разреза (16–0 см), представленная живым и отмершим слаборазложившимся сфагновым мхом, накапливалась со скоростью 0,47 мм/год, однако скорость накопления торфа здесь очевидно завышена из-за слабого разложения растительных остатков.

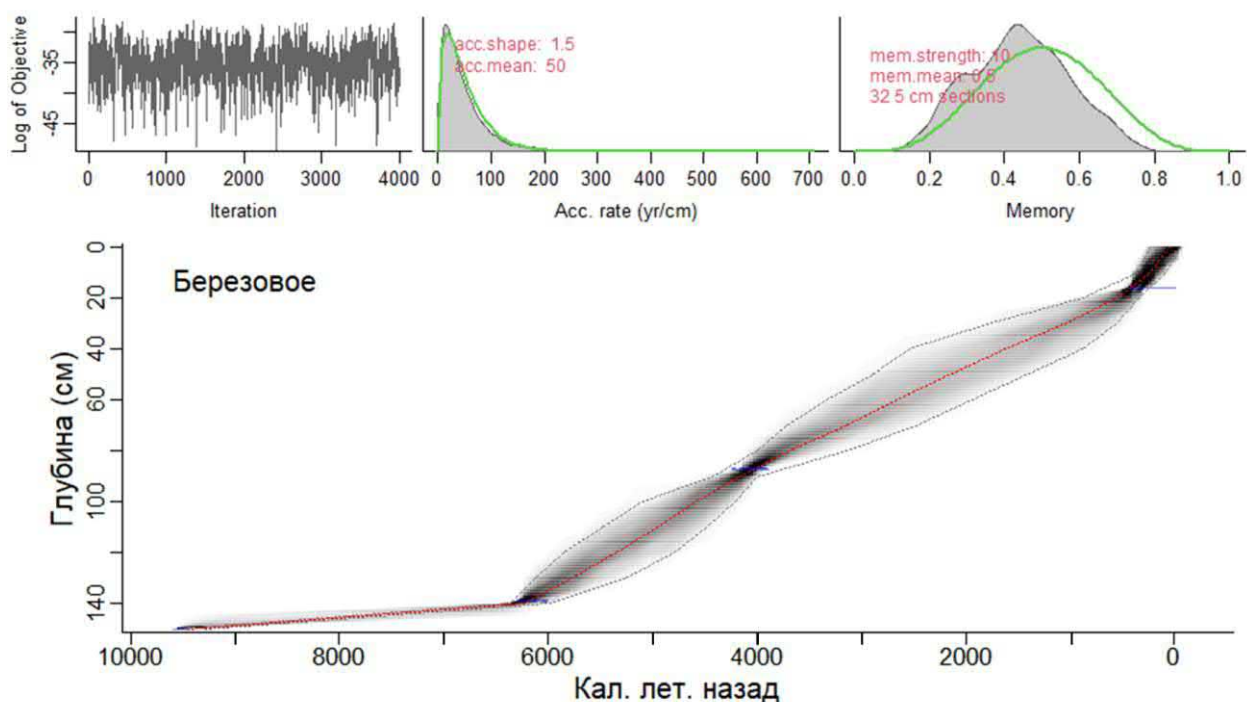


Рисунок 29. Модель роста отложений болота Березовое

В нижней части залежи болота Березовое в интервале 6250–4700 кал.л.н. (140–104 см) в составе торфа господствуют остатки осок (25–75%) и зелёных мхов (15–55%) при единичных остатках сфагнома (рис. 30). Особый интерес представляет горизонт 4000–4700 кал.л.н. (88–104 см): осоки исчезают из состава растений-торфообразователей, тогда как доля зелёных мхов достигает 40–75%, а прочих трав резко возрастает до 25–60%. Данный интервал может отражать кратковременную смену гидрологического режима болота. Возможно, на это повлияло пожар в окрестностях болота, поскольку чуть раньше (105–110 см, рис. 31) фиксируется пик концентрации макрочастиц угля (до 100 частиц/см³).

В вышележащих слоях (104–37 см, 4675–1427 кал.л.н.) в составе растений-торфообразователей преобладают осоки (25–75%) и зелёные мхи (20–50%). Верхние два образца (1–5 см, 31–133 кал.л.н.) демонстрируют резкую смену условий в болоте и к сфагновому торфу и формирование сфагнового торфа долей сфагновых мхов до 90%.

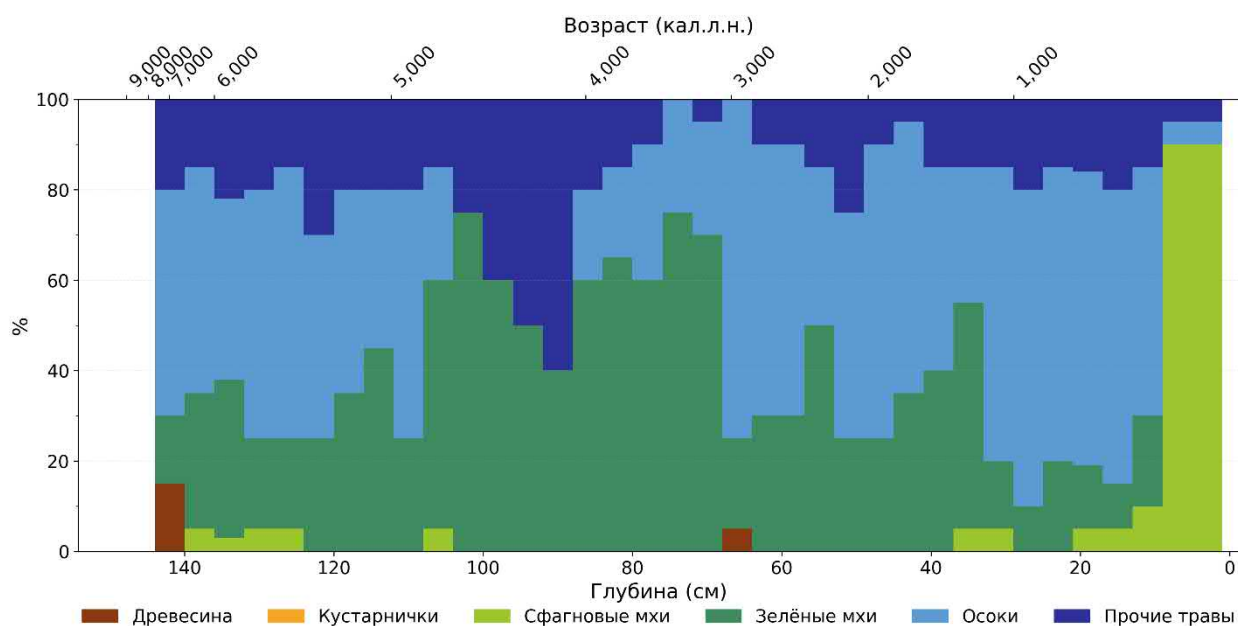


Рисунок 30. Ботанический состав торфа болота Березовое.

На основании изменений потерь при прокаливании (ППП) и концентрации макрочастиц угля в разрезе болота Березовое выделены три зоны (рис. 31). Зона 1 соответствует глубинам 150–139 см и представлена песчаными отложениями. До глубины 141 см значения ППП не превышают 10 %, затем резко возрастают до 70 % на отметке 139 см, которая принимается за начало торфонакопления. Поскольку между датированными уровнями 150 и 139 см интервал составляет более 3000 лет (9500 и 6200 кал. л.н., рис. 29, табл. 7), а отложения сложены песками, осадконакопление в этом интервале не могло быть непрерывным. В то же время здесь фиксируются максимальные для разреза концентрации макрочастиц угля (240 частиц/см³), включая мегаугли (>500 мкм) – до 3 частиц/см³, с преобладанием травяных морфотипов (рис. 31). Это позволяет предположить, что началу формирования болота предшествовал пожар.

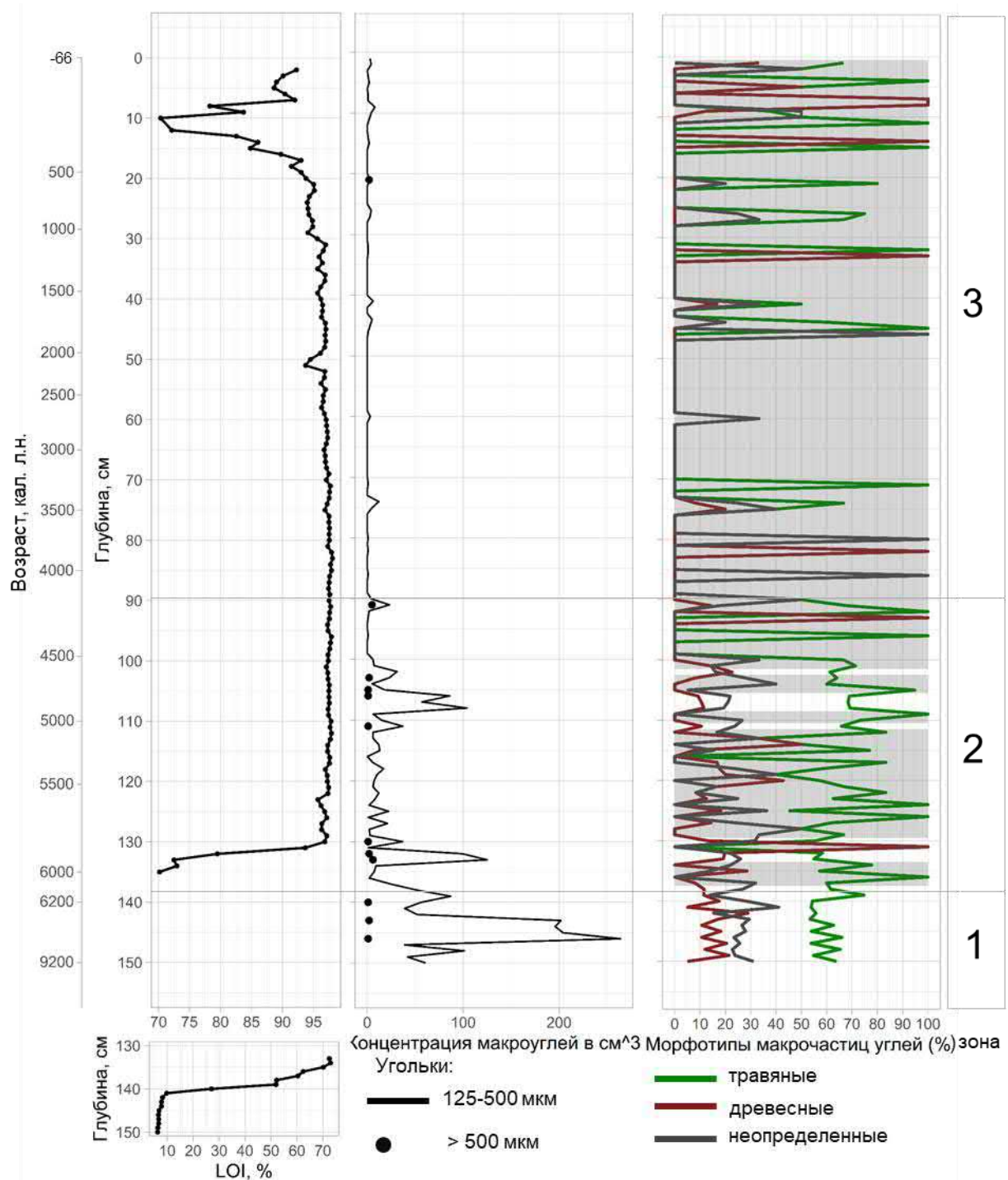


Рисунок 31. Изменение потерь при прокаливании (LOI), концентрации макрочастиц угля и соотношения морфотипов угля в залежи болота Березовое. Серым фоном обозначены глубины с концентрацией макрочастиц угля менее 30 частиц/см³.

В зоне 2 (139-89 см, 6200-4100 кал.л.н.) потери при прокаливании достигают своего максимального значения около 97% на глубине 130 см и остаются стабильными до конца зоны (рис. 31). Макроугли постоянно встречаются на этих

глубинах, однако как правило их концентрация не превышает 10-15 частиц/см³. Исключения составляют два пика на глубинах 135 и 107 см, где их концентрация достигала 100 частиц/см³, а также были отмечены единичные мегаугли. Как и ранее, большая часть морфотипов относится к травяным.

Для зоны 3 (89-0 см, 4100-(-66) кал.л.н.) начения ППП, как и в предыдущей зоне, остаются стабильными, однако с глубины 52 см они снижаются до 92–93 %, а затем снова возрастают до 97 %. Начиная с 30 см потери при прокаливании уменьшаются сначала до 93 %, а в интервале 20–10 см резко падают до 70 %. Выше отметки 10 см значения ППП вновь увеличиваются до 90 %. Поскольку верхние 15 см разреза сложены сфагновым мхом и слаборазложившимся сфагновым торфом, данное снижение, вероятнее всего, связано с современным привносом неорганического вещества на поверхность болота, что может быть обусловлено антропогенным воздействием. Концентрация макрочастиц угля в пределах всей зоны, как правило, не превышает 10 частиц/см³, а зачастую макроугли полностью отсутствуют.

4.2.2 Болото Красное Солнце.

Как и болото Березовое, болото Красное Солнце расположено на 1 НПТ (65.827889° с.ш., 87.916670°) в окружении лиственнично-осинового леса (рис. 32). Болото относится к переходному типу, занимает площадь 27 га и расположено на высоте 19 м н.у.м. Поверхность болота сильно закочкарена, преобладают осоковые кочки высотой до 15 см. Древесная растительность представлена одиночными березой и ивой, в кустраниковом и кустарничковом ярусе встречаются *Betula nana*, *Chamaedaphne calyculata* и *Andromeda polifolia*. В травяном ярусе представлены преимущественно *Carex sp.*, *Equisetum fluviatile*, *Comarum palustre* и *Menyanthes trifoliáta*. Моховой покров представлен *Sph. subfulvum*, *Sph. angustifolium* и *Sph. riparium*.



Рисунок 32. Болото Красное Солнце. Фото Куприянова Д.А. красными стрелками указаны места отбора кернов.

В результате бурения была отобрана колонка мощностью 240 см, нижние 13 см которой сложены песками. Торфяная залежь имеет мощность 227 см.

Основание скважины болота Красное Солнце датируется 7100 кал. Л.н. При построении модели роста отложений (рис. 33) радиоуглеродная дата ХА61238 была исключена, поскольку она является слишком молодой для своей глубины: расположенная под более древней датой, на глубине 200 см она указывает возраст около 2000 кал. Л.н., что представляется нереалистичным. В соответствии с построенной моделью, поверхностные отложения оказались на несколько сотен лет древнее, чем показала радиоуглеродная датировка на глубине 20 см (-57 ± 20 кал. Л.н.). Скорость торфонакопления в интервале глубин 227–110 см (6400–4100 кал. Л.н.) составила 0,5 мм/год, затем снизилась до 0,23 мм/год на глубинах 110–25 см (4100–400 кал. Л.н.), после чего резко возросла до 0,75 мм/год в верхней части разреза (25 см – поверхность болота).

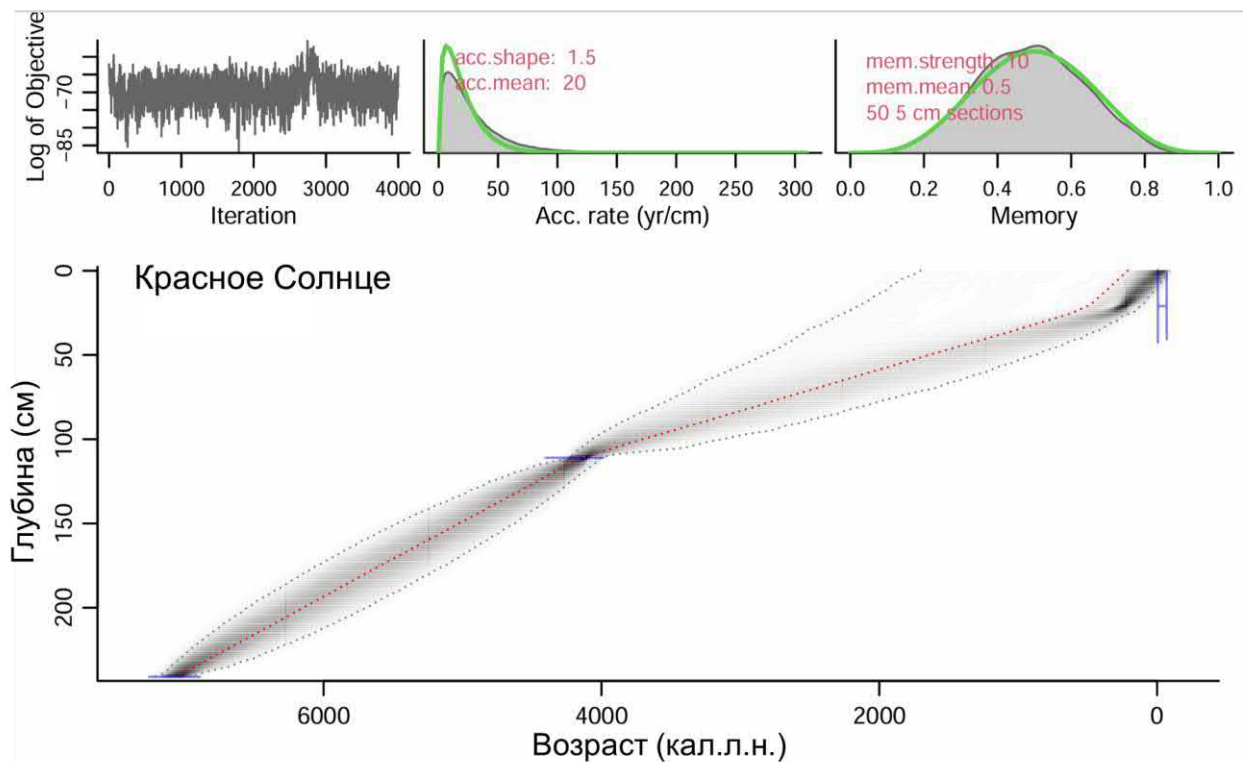


Рисунок 33. Модель роста отложений болота Красное Солнце.

На основании изменений потерь при прокаливании и концентрации макрочастиц угля в разрезе болота Красное Солнце выделены четыре зоны (рис. 34). Зона 1 (240–227 см, около 7000–6800 кал. л.н.) соответствует нижней минеральной части залежи. Как и в болоте Березовое, здесь обнаружены максимальные концентрации макроуглей, превышающие 500 частиц/см³, а также мегаугли – до 12 частиц/см³. Доля травяного морфотипа незначительно (в среднем на 5–10 %) превышает долю остальных морфотипов.

Зона 2 (227–205 см, 6400–6000 кал. л.н.) соответствует началу торфонакопления, когда значения ППП превысили 50 % (рис. 34). В этом интервале ППП резко возростали от 50 до 95 %. Концентрация макроуглей оставалась высокой, достигая 400 частиц/см³; особенно высокие значения отмечены на глубинах 226 см и в интервале 215–210 см. Мегаугли встречаются единично. Соотношение морфотипов осталось без изменений по сравнению с предыдущей зоной.

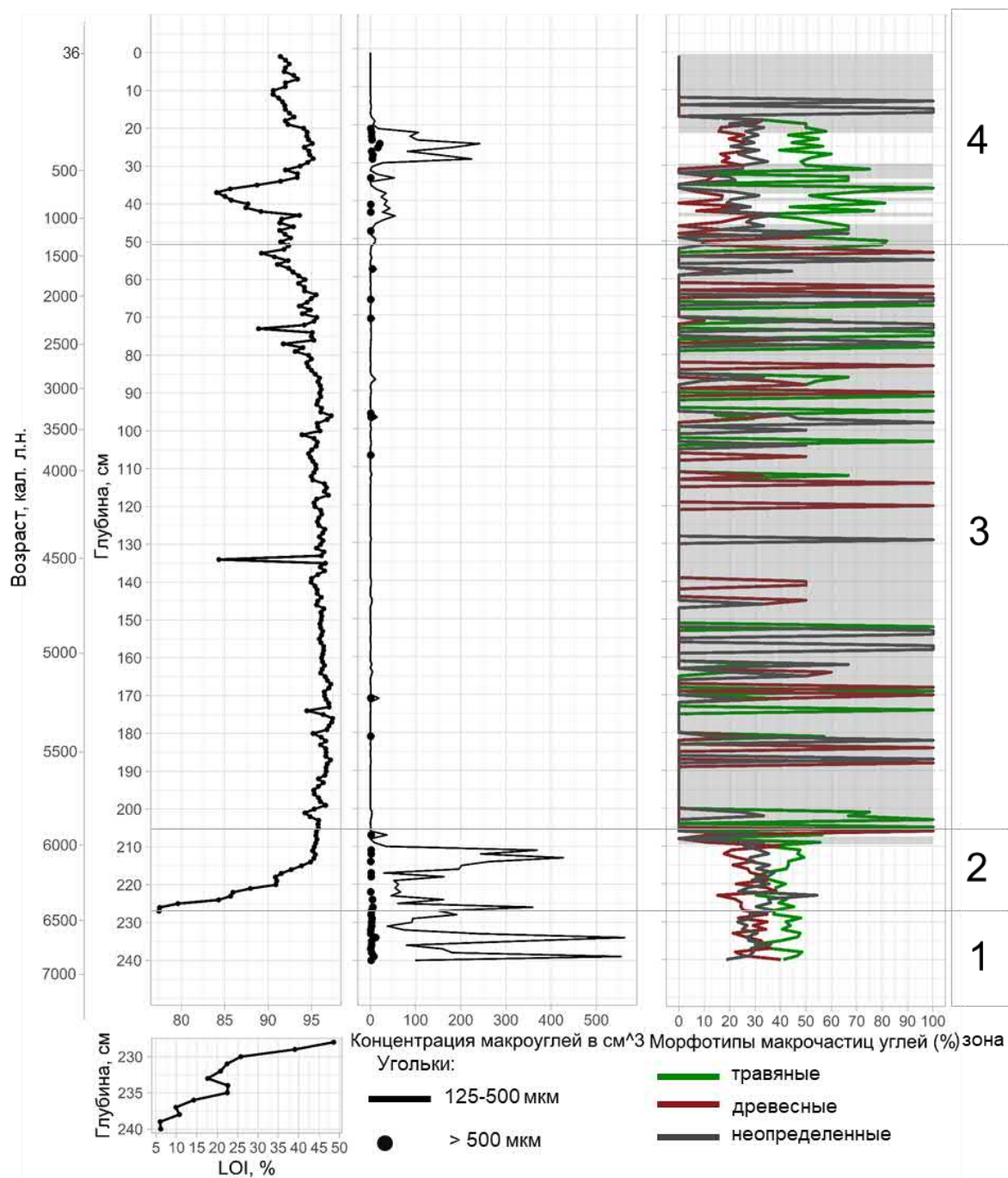


Рисунок 34. Изменение потерь при прокаливании (LOI), концентрации макрочастиц угля и соотношения морфотипов угля в залежи болота Красное Солнце. Серым фоном обозначены глубины с концентрацией макрочастиц угля менее 30 частиц/см³.

В зоне 3 (205–50 см, 6000–1500 кал. л.н.) значения ППП колеблются в пределах 93,5–95 % (рис. 34). Падение до 85 % на глубине 135 см, вероятно, связано с ошибкой измерений, поскольку в соседних образцах тенденции к снижению потерь не

наблюдается. Начиная с глубины 85 см ППП снижаются сначала до 92,5 % на отметке 75 см, а затем продолжают падать до 90 % к концу зоны. Концентрация макроугольных частиц ничтожна и не превышает 10 частиц/см³, а чаще всего равна нулю.

В зоне 4 (50–0 см, 1500 – настоящее время кал. л.н.) значения ППП сохраняются на уровне 92,5 %, однако в интервале 42–32 см снижаются до 83,5 %, после чего вновь восстанавливаются до 95 % на глубинах 32–20 см. В интервале 20–10 см ППП постепенно снижаются до 90 %, но в верхних 10 см вновь возрастают и стабилизируются на уровне 92,5 %. Концентрация макроуглей на глубинах 46–34 см достигает 50 частиц/см³, мегаугли встречаются единично. Более 40–50 % морфотипов на этих глубинах представлены травяными частицами угля. После снижения концентрации до нуля на глубине 34–30 см она резко возрастает до 240 частиц/см³ в интервале 30–20 см, с присутствием до 20 мегауглей в наиболее выраженных пиках; более 50 % морфотипов также относятся к травяным. В верхних 20 см отложений макроугли полностью отсутствуют.

Вероятно, активное торфонакопление в болоте Красное Солнце началось около 6400 кал. л.н. после пожара. После 6000 кал. л.н. аккумуляция угля практически прекратилась. Начиная с 2500 кал. л.н. отмечается снижение значений ППП (рис. 34), что может быть связано с антропогенным воздействием в результате освоения долины Енисея самодийцами около 3000 кал. л.н. (Макаров, 2013) либо с усилением пожаров в регионе или поступления минеральных частиц с окружающей территории вследствие климатических изменений. Снижение ППП в интервале 150–200 кал. л.н., в свою очередь, может быть обусловлено освоением территории русским населением начиная с XVII в. (Гайдин, 2022), что также подтверждается аналогичным снижением ППП в болоте Березовое (рис. 31). Однако высокая концентрация макрочастиц угля в верхней части залежи наблюдается только в болоте Красное Солнце, что, вероятно, объясняется его расположением непосредственно к северу от населенного пункта Туруханск при преобладании ветров южного направления (рис. 27).

4.2.3 Болото Дальнее

В отличие от остальных изученных на ключевом участке болот, болото Дальнее (65.835062° с.ш., 88.016612° в.д.) расположено на 2 НПТ на высоте 49 м н.у.м. Оно окружено вторичным березовым лесом, занимает площадь 10.53 га и представляет собой верховое болото, осложненное небольшими мерзлотными буграми высотой до 0.4 м. На буграх произрастают единичные *Betula sp.* В кустраничковом ярусе представлены *Chamaedaphne calyculata*, *Andromeda polifolia*, *Oxycoccus sp.*, а в травяном доминирует *Carex sp.* Моховая подстилка представлена поровну зеленым мхом *Pleurozium sp.* И *Sph. Divinum*. В мочажинах древесная растительность отсутствует вовсе, а кустарнички *Chamaedaphne calyculata*, *Andromeda polifolia*, *Oxycoccus sp.* Встречаются очень редко. Травы широко представлены *Carex sp.* И *Scheuchzeria palustris*, под которыми в моховом ярусе представлены *Sph. Jensenii* и *Sph. Fallax*.

В результате бурения была получена скважина глубиной 200 см, нижние 14 см которой были сложены суглинком с большой примесью органики (ППП до 30% (рис. 37)), а верхние 186 см торфом.

Основание скважины датируется 8600 кал.л.н (рис. 35). Начиная с глубины 186 см (8400 кал.л.н.) ППП превысили 50 % (рис. 37) и начал накапливаться торф. В интервале 186-174 см (8400-8150 кал.л.н.) скорость прироста торфа составляла 0.47 мм/год, а после снизилась до 0.28 мм/год до глубины 120 см (6200 кал.л.н.). В интервале 120-70 см (6200-2350 кал. л.н.) скорость торфонакопления была наименьшей и снизилась до 0.13 мм/год. До глубины 20 см (2350-250 кал. л.н.) скорость аккумуляции торфа немного возрастает до 0.24 мм/год, а начиная с 20 см и до самой поверхности возрастает достигает максимальных значений – 0.76 мм/год.

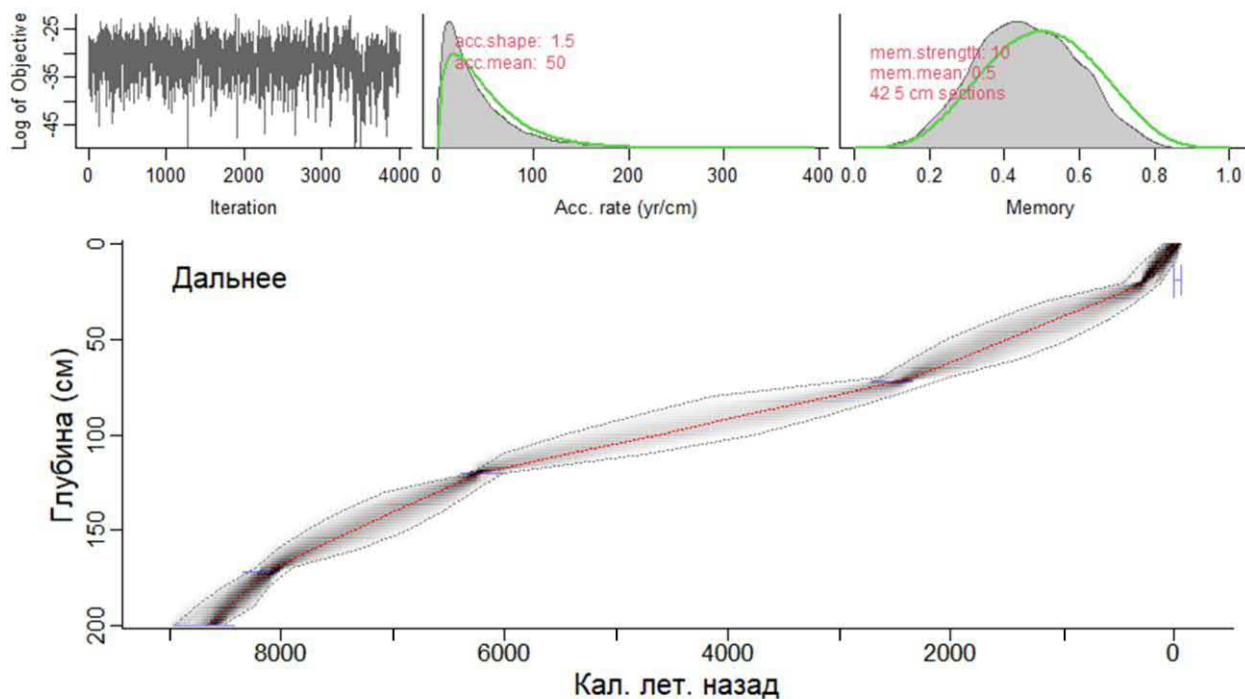


Рисунок 35. Модель роста отложений болота Дальнее.

Базальные горизонты болота Дальнее (8600–7900 кал.л.н., глубины 200–166 см) сложены травяным и осоково-травяным торфом с высоким содержанием трав (40–75%) и остатков осок (10–55%) при присутствии единичных древесных остатков (0–3%) (рис. 36). Это указывает на начальное торфонакопление в условиях мелководной травяно-осоковой топи.

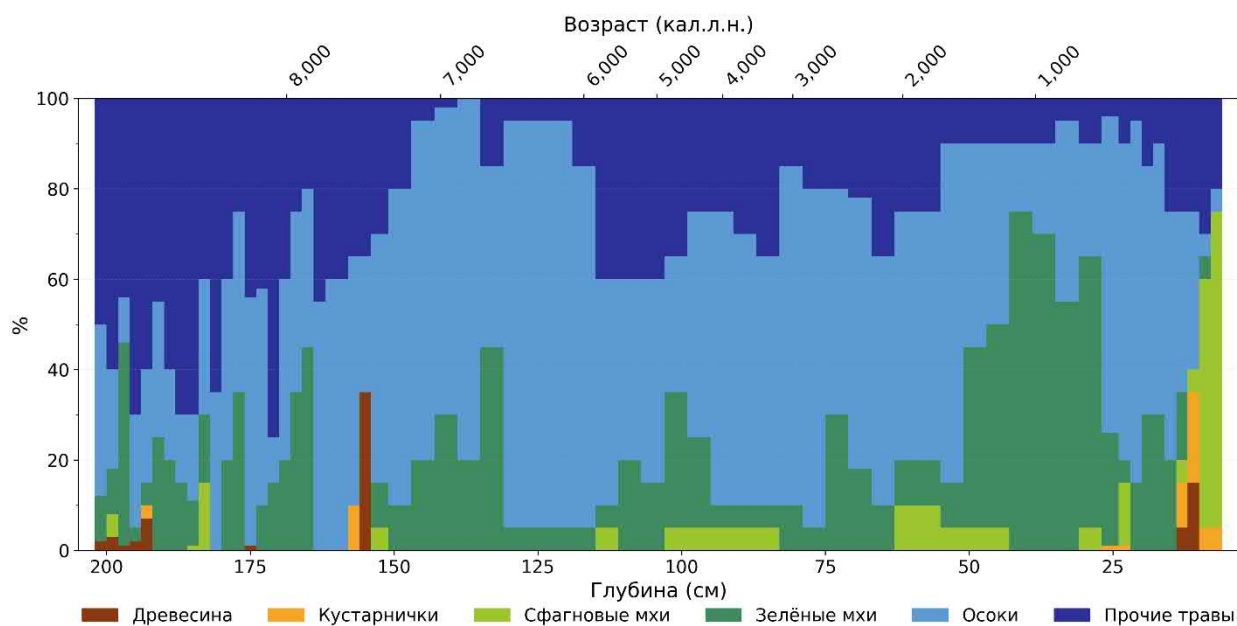


Рисунок 36. Ботанический состав торфа болота Дальнее.

В интервале 7900–7400 кал.л.н. (165–151 см) происходит постепенное сокращение доли прочих трав в составе торфа и нарастание доли зелёных мхов (до 45%) при сохранении осок (35–60%). На глубине 154 см (7463 кал.л.н.) фиксируется кратковременный эпизод увеличения содержания остатков древесины до 35%.

Период с 7400 по 1200 кал.л.н. (147–47 см) представляет собой длительную фазу формирования осокового и осоково-гипнового торфа, доля осок составляет 40–90%. Доля зеленых мхов варьирует от 5 до 75%, с максимумом в период 1000–850 кал.л.н.. Сфагновые мхи в этом интервале присутствуют лишь единично (до 10%). В последние 400 лет (глубины 24–6 см) происходит радикальная трансформация ботанического состава торфа: доля сфагновых мхов возрастает до 55–70%, появляются кустарнички (до 20%) и древесные остатки (до 15%), тогда как доля осок сокращается до 5–35%, что указывает на формирование сфагнового и осоково-сфагнового торфа.

В болоте Дальнее можно выделить 3 зоны. Зона 1 (200–186 см, 8600–8400 кал. л.н.) (рис. 37) соответствуют росту ППП и смене отложений с суглинистых на торф на глубине 186 см.

В зоне 2 (186–160 см, 8400–7600 кал. л.н.) значения ППП колеблются в пределах 75–95 % (рис. 37) с общим трендом на увеличение. Оптическая плотность также варьирует от 0,29 до 0,47. В зоне 3 (160–0 см, 7600 кал. л.н. – настоящее время) ППП достигают 97 % и стабилизируются на этом уровне, незначительно снижаясь до 95 % в интервале 18–10 см. Оптическая плотность уменьшается в среднем до 0,15, что существенно ниже показателей предыдущей зоны (рис. 37); при этом ее значения постоянно колеблются в пределах 0,07–0,20. Количество макрочастиц угля во всех зонах ничтожно мало и в редких случаях превышает 10 частиц/см³.

Вероятно, поскольку болото никогда не затрагивалось пожарами, оно оказалось наиболее древним из изученных на ключевом участке Туруханск. В интервале 8400–7600 кал. л.н. развитие болота было нестабильным: возможно, оно периодически пересыхало, а в его толщу поступали минеральные частицы, о чем свидетельствуют высокая оптическая плотность и колебания ППП в зоне 2 (рис. 37). Начиная с 7600 кал. л.н. и по настоящее время развитие болота стабилизировалось и не нарушается экзогенными факторами.

Таким образом, болота на модельной территории в окрестностях пос. Туруханск начали свое развитие в конце климатического оптимума голоцена и, болота Березовое и Красное Солнце весьма вероятно, после уничтожения растительности в результате пожаров, о чем свидетельствуют высокие концентрации макрочастиц угля в основании болот.

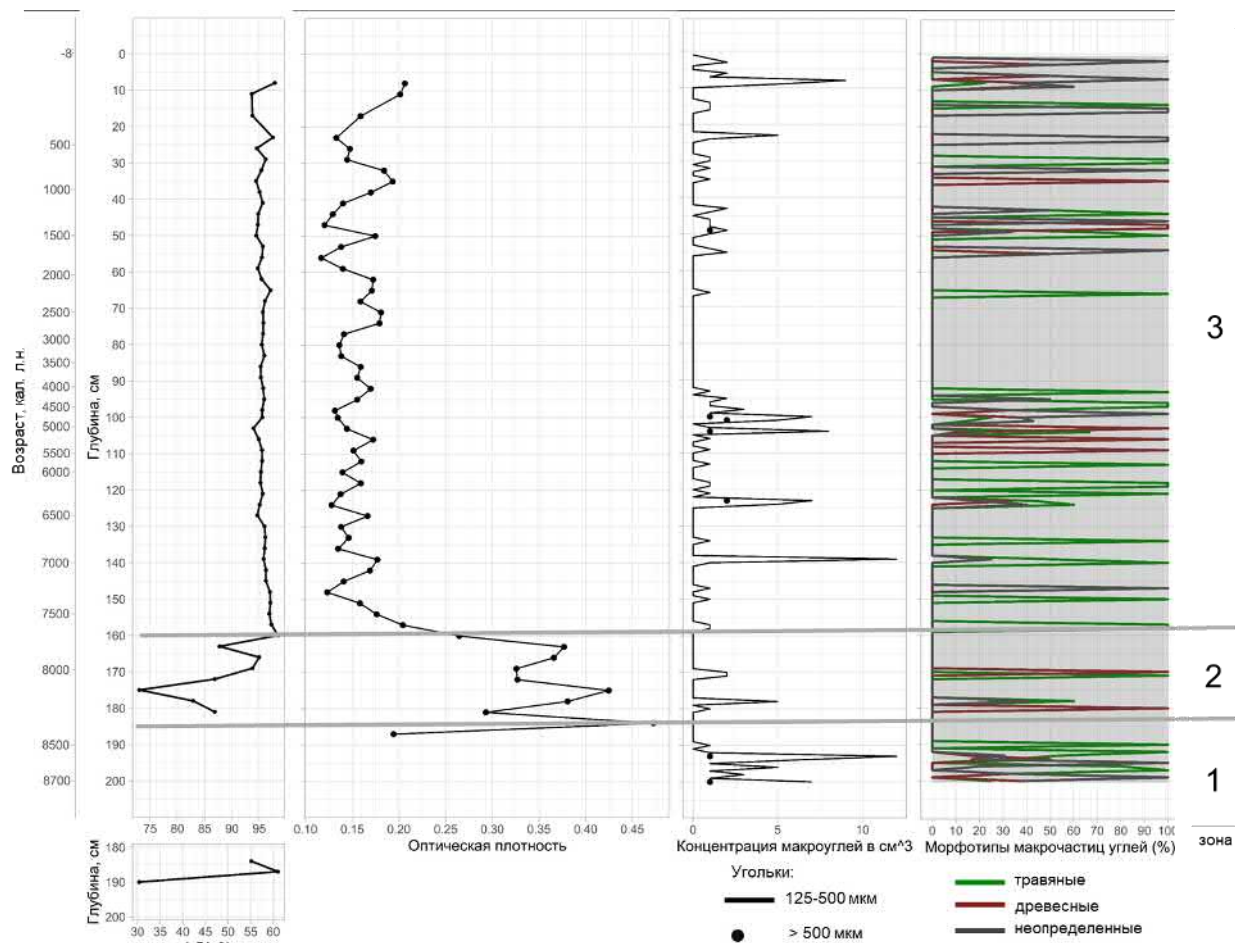


Рисунок 37. Изменение потерь при прокаливании (LOI), оптической плотности торфа, концентрации макрочастиц угля и соотношения морфотипов угля в залежи болота Дальнее. Серым фоном обозначены глубины с концентрацией макрочастиц угля менее 30 частиц/см³.

4.2.4 Пожарный режим на территории ключевого участка Туруханск в голоцене.

На территории ключевого участка Туруханск можно выделить 4 периода смены пожарного режима (рис. 38). Первый период выделяется с 8600 по 7000–6500 кал. Л. н. существовавшие климатические условия, очевидно, не благоприятствовали

возникновению пожаров как минимум до 7000 кал. Л. н., поскольку скорость аккумуляции макроуглей ничтожно мала.

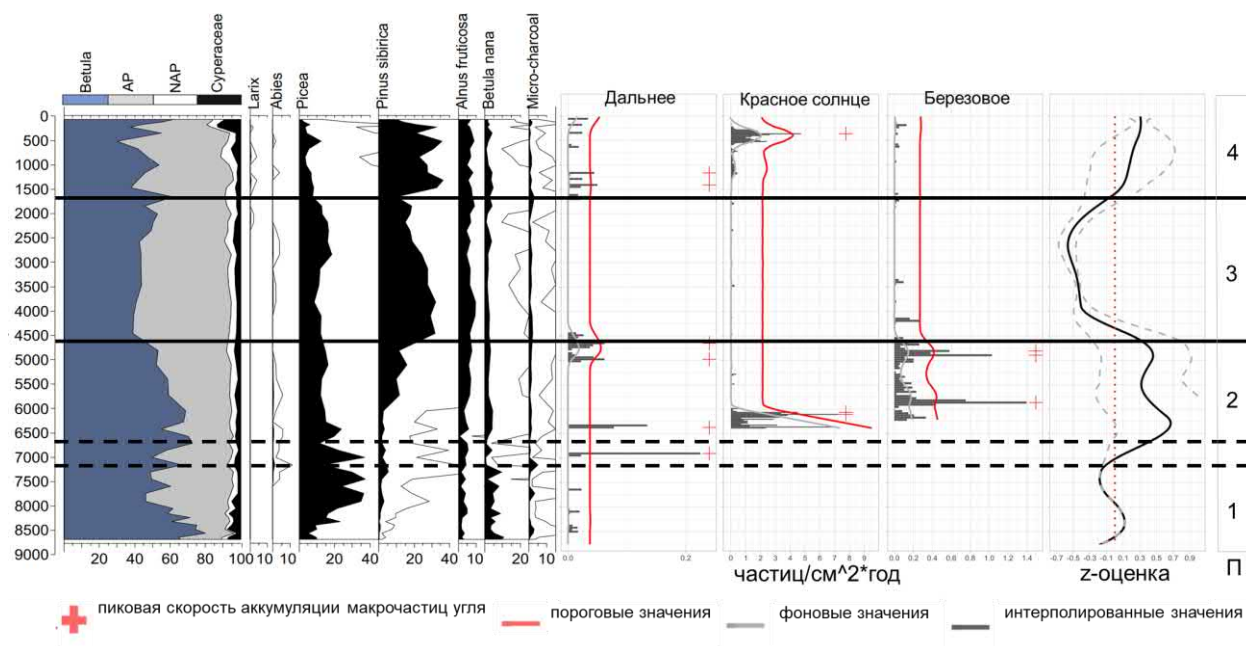


Рисунок 38. Выделение этапов смены пожарной активности по пикам скорости аккумуляции макрочастиц угля. Слева направо представлены: Данные СПА болота Дальнее, выполненный Бородиной К.А.; Скорости аккумуляции макрочастиц угля в торфе для болот Дальнее, Красное солнце и Березовое; Z-оценка, полученная по трем болотам.

На основе анализа скоростей аккумуляции макрочастиц угля в болотах ключевого участка выделено четыре этапа изменений пожарной активности, сопоставленных с палеоклиматическими реконструкциями и данными об освоении региона.

Первый этап (начало 7000 кал. л.н.) характеризуется появлением пиков скорости аккумуляции макроуглей в болоте Дальнее. Этот период совпадает с интервалом 7000–5000/4500 кал. л. н., для которого по данным дендрохронологических реконструкций на Ямале и прилегающих территориях фиксируются наиболее высокие температуры за весь голоцен (Nantemirov et al., 2022). Согласно исследованиям в районе Игарки (Новенко и др., 2022), климатический оптимум в Приенисейской Сибири продолжался как минимум до 5700 кал. л. н., обеспечивая условия для произрастания среднетаежных лесов с участием пихты. Реконструкции по хирономидам (Nazarova et al., 2013) также

указывают на пик температур в начале этого интервала (7000–6500 кал. л. н.), после чего наметился тренд к похолоданию. Поскольку данные по болотам Березовое и Красное Солнце охватывают возрастной интервал начиная с 6500 кал. л. н., достоверно установить границу между первым и вторым этапами не представляется возможным; вероятнее всего, рост пожарной активности произошел в интервале 7000–6500 кал. л. н.

Второй этап (от 7000–6500 до 4500 кал. л.н.) отличается наиболее высокими значениями скорости аккумуляции макрочастиц угля и максимальным количеством пожарных событий на ключевом участке (до 8 частиц/см²·год; рис. 38). Пики пожарной активности и высокие скорости аккумуляции угля отмечаются в интервале 6500–6000 кал. л. н. Палеоклиматические реконструкции демонстрируют разнонаправленные тенденции в этот период: согласно данным по хирономидам для севера Сибири (Nazarova et al., 2013), после 6500 кал. л. н. уже фиксируется похолодание, тогда как дендрохронологические реконструкции для Ямала (Hantemirov et al., 2022) и пыльцевые данные из озер Лама и Левинсон-Лессинга (Andreev et al., 2002; Klemm et al., 2016) указывают на начало существенного похолодания позже – после 6000 кал. л. н. Именно с рубежа около 6000 кал. л. н. совпадает резкое снижение пожарной активности. В интервале 5000–4500 кал. л. н. вновь фиксируется увеличение скорости аккумуляции угля, однако лишь для болот Дальнее и Березовое, тогда как в болоте Красное Солнце макроугли в это время полностью отсутствуют.

Третий этап (4500–1500 кал. л.н.) соответствует периоду устойчивого похолодания, подтвержденному всеми представленными палеоклиматическими реконструкциями. Это согласуется с данными по Игарке (Новенко и др., 2022), где после 3600 кал. л. н. фиксируется изреживание лесов и формирование северотаежных ландшафтов. Возможно, вследствие роста увлажнения в регионе на ключевом участке не отмечается пожарных событий, а скорость аккумуляции угля во всех трех болотах снижается практически до нуля.

Четвертый этап (последние 1500 лет) характеризуется возобновлением пожарной активности, которая могла быть обусловлена как климатическими изменениями, так и антропогенным воздействием. Несмотря на тенденцию к похолоданию в интервале 2000–1000 кал. л. н. (Hantemirov et al., 2022), в болоте

Дальнее зафиксировано два пожарных события; в болотах Березовое и Красное Солнце также увеличивается скорость аккумуляции макрочастиц угля, хотя она не превышает 0,1 и 0,5 частиц/см²·год соответственно. В верхних частях залежей этих болот значения потерь при прокаливании снижаются на 10–20 %, что свидетельствует о привносе минерального вещества с суходола и, вероятно, связано с нарушением растительного покрова вокруг болот вследствие антропогенной деятельности. На присутствие человека указывает также некоторое увеличение концентрации макрочастиц угля в болотах начиная с 1500 кал. л. н., что хронологически соответствует периоду освоения долины Енисея самодийцами (Макаров, 2013).

В интервале 1000–500 кал. л. н. поступление макрочастиц угля во всех болотах практически прекращается. Однако в интервале 500–300 кал. л. н. (примерно 1450–1650 гг. н. э.) в болоте Красное Солнце фиксируется пожарное событие, а скорость аккумуляции угля возрастает в 5–10 раз, достигая 5 частиц/см²·год, что хронологически совпадает с приходом русских поселенцев в XVII в. (Гайдин, 2022).

Для оценки влияния пожаров на растительный покров ключевого участка в окрестностях Туруханска были использованы результаты спорово-пыльцевого анализа, выполненного К.А. Бородиной для болота Дальнее (рис. 38). Для анализа выбраны пыльцевые таксоны, доля которых в спектрах превышала 0,5% (*Pinus sibirica*, *Picea*, *Betula*, *Betula nana*, *Alnus fruticosa*, *Salix*, *Artemisia*, *Rosaceae*, *Cyperaceae*, *Rosaceae*, *Sphagnum*), а также сумма пыльцы деревьев и кустарников (AP), сумма трав и кустарничков (NAP), а также *Larix*. Методом главных компонент (PCA), реализованным с использованием пакета ggbiplot в среде R (Vu, Friendly, 2024), было выделено 14 главных компонент. Первые три из них объясняют 70% суммарной дисперсии исходных данных (рис. 39 А).

При подготовке данных для анализа временные интервалы с отсутствием пожарной активности были исключены. Учитывая, что первый зарегистрированный пожар датируется около 6850 кал. л.н., а период с 4500 до 1500 кал. л.н. характеризуется нулевой пожарной активностью, эти интервалы не были включены в анализ.

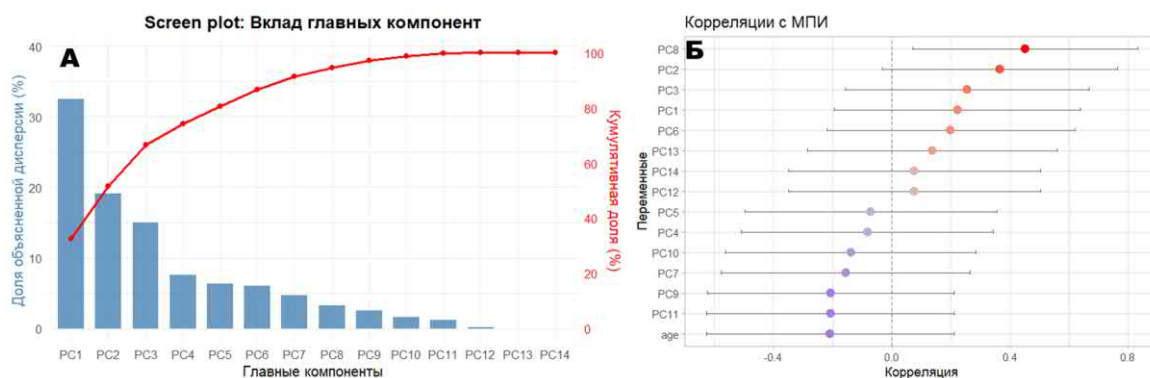


Рисунок 39. А) Вклад главных компонент, полученных в результате PCA анализа наиболее представленных пыльцевых таксонов, изученных в разрезе болота Дальнее; Б) Корреляция длительности МПИ и главных компонент.

Далее был выполнен корреляционный анализ Пирсона между выделенными главными компонентами и длительностью межпожарного интервала (МПИ) (рис. 40 Б). Наибольшее значение коэффициента корреляции (0,452) зафиксировано для PC8, при этом вклад данной компоненты в общую дисперсию исходных данных составляет лишь 3.2 %. Таким образом, PC8 не отражает связь растительности с пожарным режимом. Крайне низкая доля объясненной дисперсии этой компоненты свидетельствует о том, что изменение пожарной активности оказывает не оказывает влияние на структуру спорово-пыльцевых спектров. Полученные результаты позволяют предположить, что в изученный период не только частота, но и площадь пожаров, вероятно, была незначительной, что не приводило к существенной трансформации палинологических спектров.

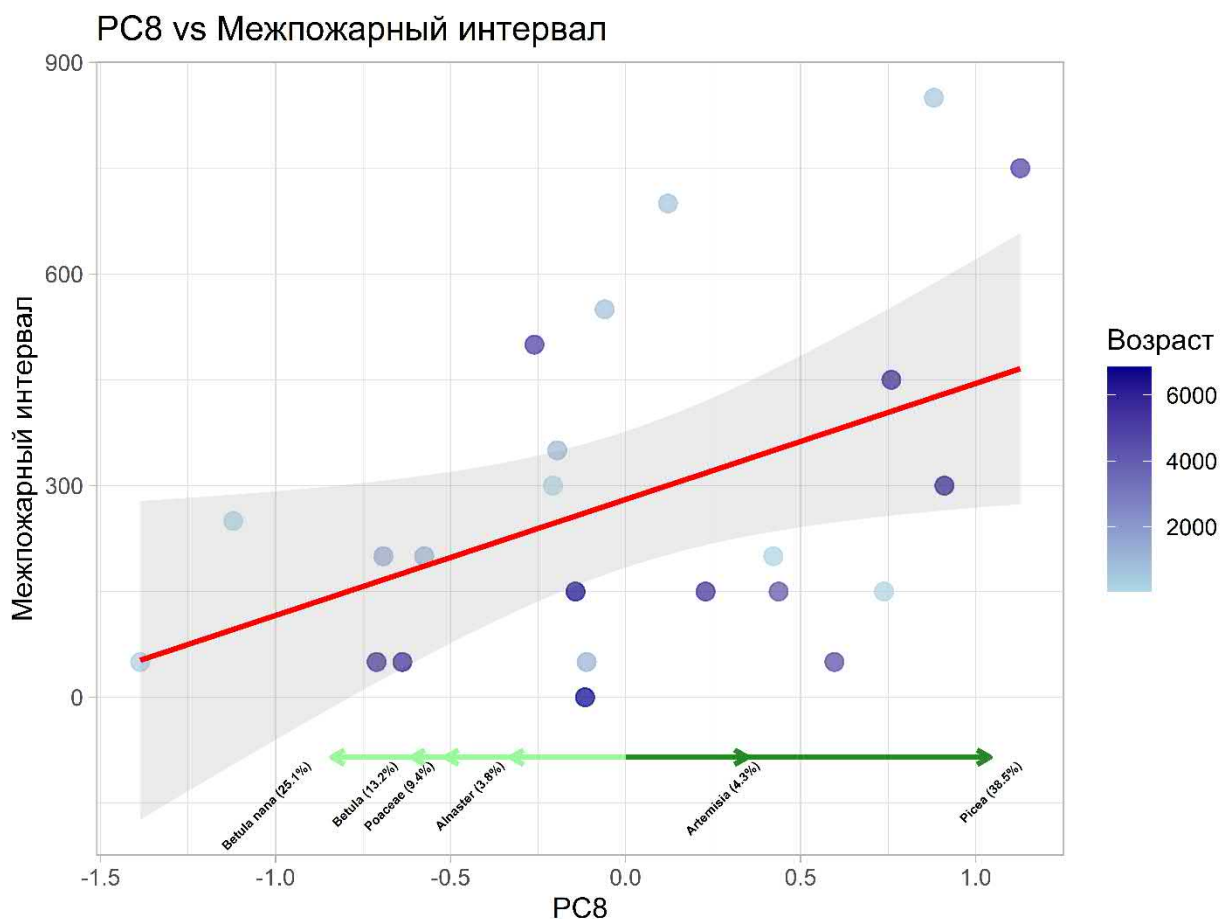
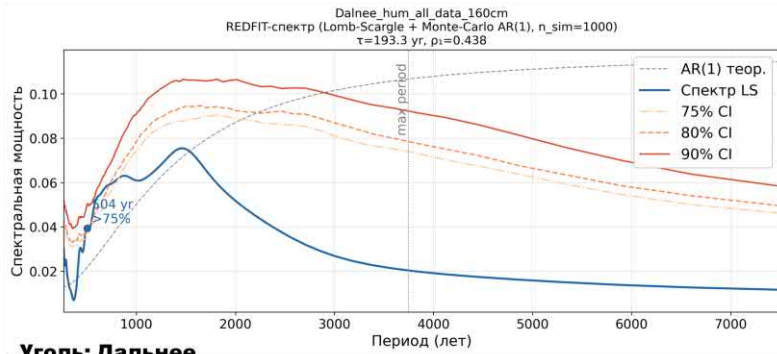


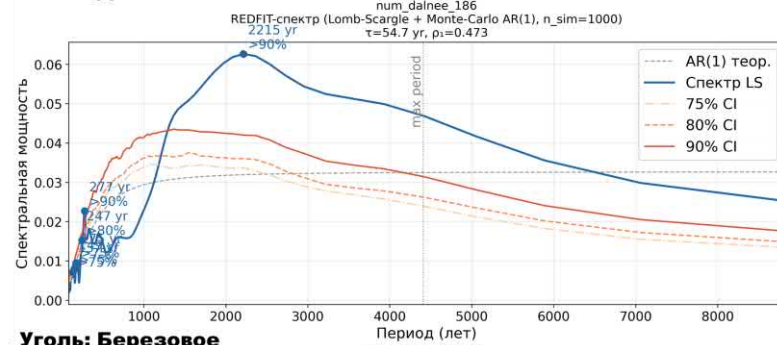
Рисунок 40. Корреляция между МПИ и PC8. Векторами снизу обозначен вклад шести наибольших по модулю переменных в PC8.

В результате спектрального анализа данных по гумификации был выявлен цикл длительностью 500 лет с доверительной значимостью более 75% для болота Дальнее (рис. 41). По макрочастицам угля для Дальнего были короткие циклы длительностью до 270 лет, а также один большой длительностью 2200 лет. Однако, поскольку в этом болоте данные о количестве макроуглей единичны и как правило равны нулю (рис. 37), то нельзя говорить о действительном существовании этих циклов.

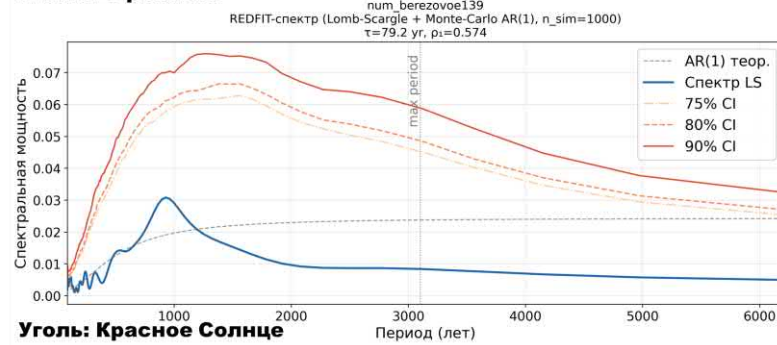
Гумификация: Дальнее



Уголь: Дальнее



Уголь: Березовое



Уголь: Красное Солнце

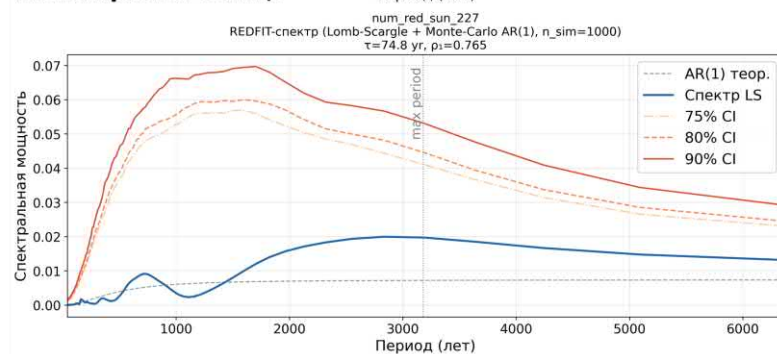


Рисунок 41. Результаты спектрального анализа рядов гумификации и макрочастиц угля для разрезов Дальнее, Березовое и Красное Солнце по методу REDFIT (Lomb–Scargle + модель красного шума AR(1)) (Schulz, Mudelsee, 2002) с доверительными уровнями 75, 80 и 90%. Синяя линия показывает оценку спектральной мощности, пунктирная серая – теоретический спектр AR(1), цветные кривые – пороги значимости, точки отмечают частоты, на которых мощность статистически превышает модель красного шума.

С помощью вейвлет-анализа данных гумификации торфа болота Дальнее было выяснено, что цикл длительностью 500 лет локализуется в интервале 3000 кал.л.н. – настоящее время (рис. 42). Также ярко выделяется цикл длительностью около 1500 лет, но его он значимо не отличается от спектра красного шума (рис. 41)

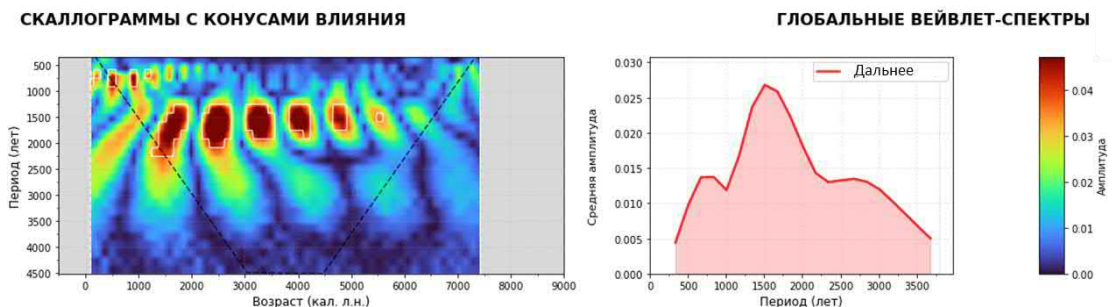


Рисунок 42. Данные вейвлет-анализа по оптической плотности торфа болота Дальнее. Белыми линиями на скалограммах выделены области значимости.

Результаты исследования на модельной территории в окрестностях Туруханска показали, что в интервале 8600–6500 (7000) кал. л.н. пожары на ключевом участке отсутствовали. В среднем голоцене (6500–4500 кал. л.н.) пожарная активность возросла, за исключением кратковременного похолодания около 5500 кал. л.н. В период 4500–1500 кал. л.н. пожары вновь отсутствовали, что, вероятно, связано с похолоданием и увеличением влажности климата. Начиная с 1500 кал. л.н. фиксируется невысокий, но устойчивый уровень пирогенной активности, совпадающий с заселением территории самодийцами (3000–1000 кал. л.н.) и, позднее, русскими первопроходцами (с XVII в.), при этом максимальные значения макрочастиц угля в одном из болот могут объясняться его положением относительно поселения и розой ветров. Антропогенное воздействие, вероятно, также привело к снижению доли древесных пород в историческое время вследствие рубок. В целом, пожары не оказывали существенного влияния на основные лесообразующие породы, что подтверждается низким содержанием древесных микрочастиц угля и незначительным вкладом пирогенного фактора в изменчивость спорово-пыльцевых спектров (менее 4 % объясненной дисперсии). По гумификации торфа удалось выявить цикл длительностью 500 лет, который достоверно локализуется в интервале 3000 кал.л.н. – настоящее время.

4.3 Ключевой участок Тура

Модельная территория в районе поселка Тура, расположена в бассейне среднего течения реки Нижняя Тунгуска в месте впадения в нее реки Кочечум (рис. 43). В пределах ключевого участка было изучено два болота (Горное и Нижняя Тунгуска) и заболоченный берег небольшого безымянного озера на окраине поселка, названного нами озеро Тура.

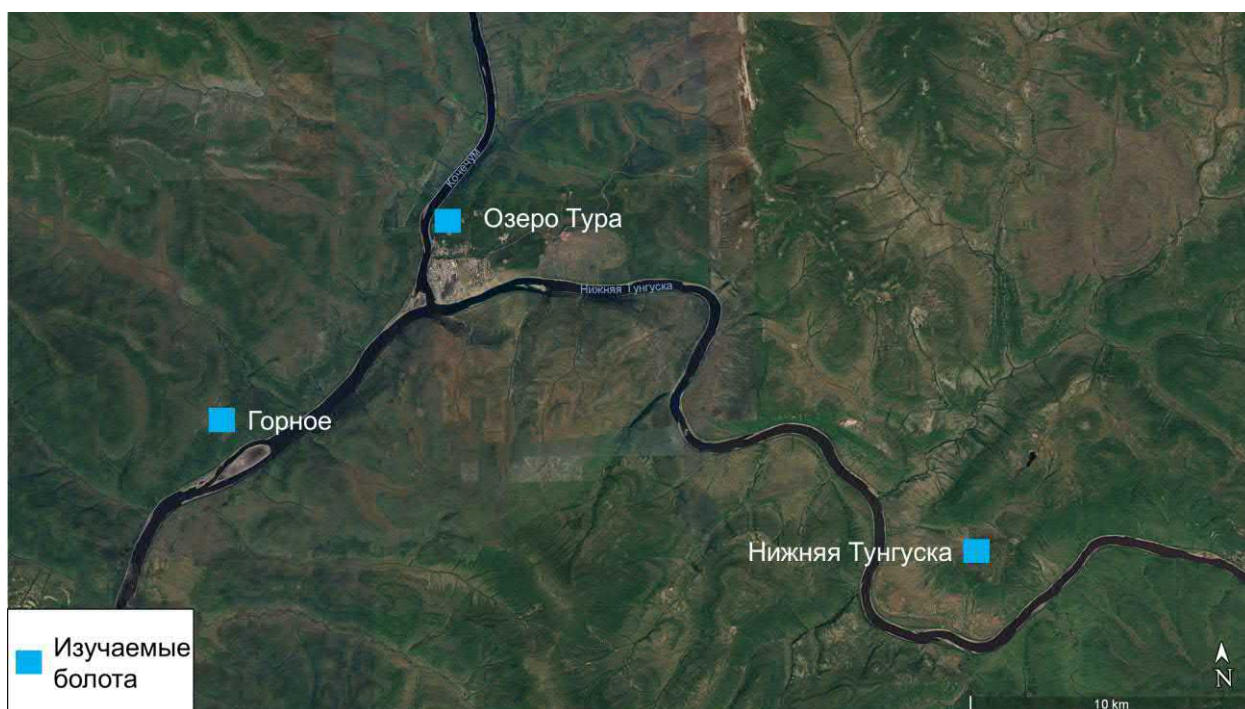


Рисунок 43. Расположение изучаемых болот на ключевом участке Тура.

Для торфяных залежей болот было получено 25 радиоуглеродных AMS дат (таблица 8).

Таблица 8. радиоуглеродные датировки и калиброванные значения возраста болот Горное, Нижняя Тунгуска и озера Тура.

Лабораторный номер, ИГ РАН.	Глубина (см)	Материал	Радиоуглеродный возраст (14С лет назад)	2σ интервал кал. возраста, лет назад. В скобках указана вероятность калибровки
Горное-21				
9527	30-31	торф	675±20	575±13(0.404) 655±15(0.596)

9528	69-70	торф	2130±20	2015±10 (0.088) 2045±40 (0.835) 2280±10 (0.076)
9529	115	древесина	3075±25	3290±71 (1.000)
9530	165-166	торф	4545±20	5080± 28 (0.245) 5155±30(0.351) 5290±23(0.404)
9531	187	торф	5230±25	5965±45(0.855) 6095±15(0.115) 6160± 8(0.030)
9526	214-215	торф	7015±25	7835±48(0.653) 7910± 24(0.347)
Горное-24				
11107	70-71	торф	1710±20	1580±40(0.78) 1680±13(0.22)
11108	95-96	торф	2745±25	2824±56(0.98) 2911±6(0.02)
11109	115-116	торф	3180±25	3408±43(1.000)
11110	140-141	торф	3550±25	3864±44(0.70) 3760±38(0.30)
11111	160-161	торф	4235±25	4661±8(0.05) 4729±24(0.30) 4834±22(0.65)
11112	185-186	торф	4280±25	4849±21(1.00)
11113	210-211	торф	6470±30	7375±53(1.00)
11114	240-241	торф	6830±30	7653±65(1.00)
11115	260-261	ТОС	8185±30	9085±65(0.66) 9220±51(0.34)
11116	290-291	ТОС	16340±40	19714±147(1.00)
11117	324-325	ТОС	6500±30	7363±39(0.67) 7423±11(0.21) 7460±17(0.12)
Нижняя Тунгуска				
10505	20-21	торф	1080±20	1040±16(0.305) 978±25(0.558) 938±9(0.137)
10506	54-55	торф	970±20	912±14(0.277) 833±39(0.723)
10507	79-80	торф	4950±25	5600±63 (1.000)
9525	111-113	торф	6785±25	7630±45(1.000)
Озеро Тура				
10502	15-16	ТОС	110±20	84±57(0.742) 241±20(0.258)
10503	40-41	ТОС	1590±20	1467±58(1.000)

10504	82-83	ТОС	1835±20	1751±47(0.929) 1812±9(0.64)
9521	99-100	суглинок	2240±20	2210±50(0.738), 2315±18(0.262).

4.3.1 Болото Горное

Болото Горное (64.232214° с.ш., 100.034781° в.д.) расположено в 10 км к юго-западу от поселка Тура. Болото находится на платообразной ступени склона базальтового плато на правом берегу р. Нижняя Тунгуска на абсолютной высоте 350 м н.у.м. и площадью 8.5 га (рис. 44).

Болото представлен сочетанием мерзлых кочковатых бугров высотой до 1,5 м, системой мочажин (мерзлые, талые замкнутые, проточные и крупные застойные), а также примыкающими к массиву горелым лиственничным редколесьем и кустарниково-зеленомошными лиственничниками. Бурение было выполнено в талой мочажине на краю болота, характеризуется сплавидами, мезотрофными условиями и слабым дренажем. Кустарничковый ярус разрежен, представлен одиночными группами *Andromeda polifolia* L. и *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench. В травяном ярусе доминируют *Eriophorum* spp. (преимущественно *Eriophorum vaginatum* L.) и *Carex* spp. (*Carex rostrata* Stokes, *Carex limosa* L.). Моховой покров формирует плотную сплавицу: основу составляют зеленые мхи *Paludella squarrosa* (Hedw.) Brid. и *Calliergon* spp. (*Calliergon cordifolium* (Hedw.) Kindb., *Calliergon giganteum* (Schimp.) Kindb.). На участках, прилегающих к подножию торфяных бугров, возрастает доля сфагновых мхов – *Sphagnum rubellum* Wilson и *Sphagnum russowii* Warnst.



Рисунок 44. Болото Горное. Фото с дрона, выполненное Куприяновым Д.А. Красной стрелкой отмечено место бурения.

Первое бурение выполнено в 2021 г. (скважина Горное-21), в результате чего вскрытая мощность торфяной залежи составила 214 см. Поскольку дно болота достигнуто не было, в 2024 г. Произведено повторное бурение (скважина Горное-24) в 2 м от предыдущей точки. Отбор материала осуществлен в интервале глубин 50–325 см; торф присутствует до глубины 255 см, ниже залегают глинистые отложения. Возраст образца торфа из основания скважины Горное-21 составляет 7700 кал. Л.н. Скорость торфонакопления в интервале 214–185 см оценена в 0,16 мм/год (рис. 45). На глубинах 185–115 см (5800–3200 кал. Л.н.) она возрастает до 0,27 мм/год. Выше по разрезу наблюдается постепенное увеличение скорости: в интервале 115–100 см (3200–2800 кал. Л.н.) она достигает 0,35 мм/год, а на отрезке 100–68 см (2800–1950 кал. Л.н.) – 0,41 мм/год. На этом уровне по совокупности данных – значительном расхождении радиоуглеродных дат (ИГ РАН 9528: 2130 ± 20 и ИГ РАН 9527: 675 ± 20 , табл. 8), резком снижении степени гумификации (рис. 49) – предполагается наличие хиатуса (перерыва в осадконакоплении). Верхняя часть разреза (68–0 см, 1300 кал. Л.н. – настоящее время) накапливалась со средней скоростью 0,53 мм/год.

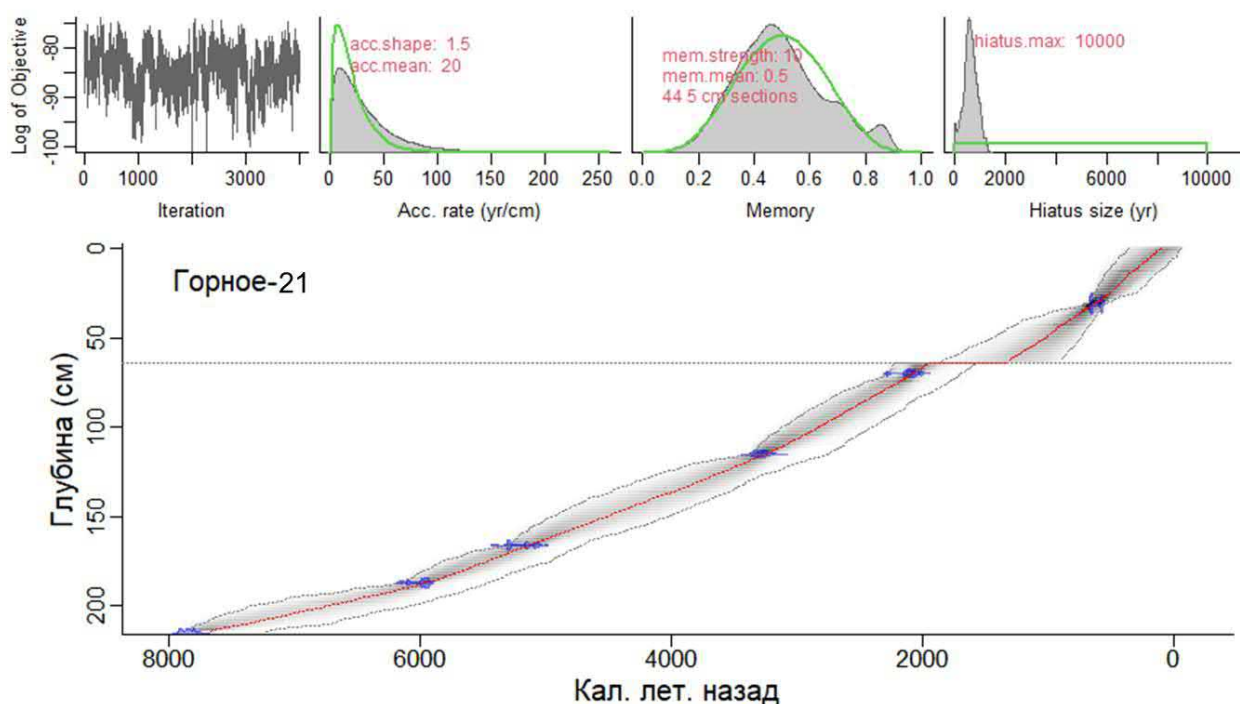


Рисунок 45. Модель роста отложений болота Горное по данным скважины 2021 года.

По результатам радиоуглеродного датирования скважины Горное-24 начало торфонакопления датируется 8650 кал. л.н. В интервале 255–245 см (8600–7800 кал. л.н.) скорость накопления торфа составила 0,13 мм/год (рис. 46). В вышележащей части разреза выделяются несколько циклов увеличения и снижения скорости торфонакопления. Ускоренное накопление зафиксировано в интервалах 245–210 см (7900–7200 кал. л.н.), 185–160 см (5100–4650 кал. л.н.), 140–110 см (3850–3250 кал. л.н.) и 70–50 см (1600–1100 кал. л.н.), где средняя скорость составляет 0,52 мм/год. В промежуточных интервалах скорость снижается в среднем до 0,18 мм/год.

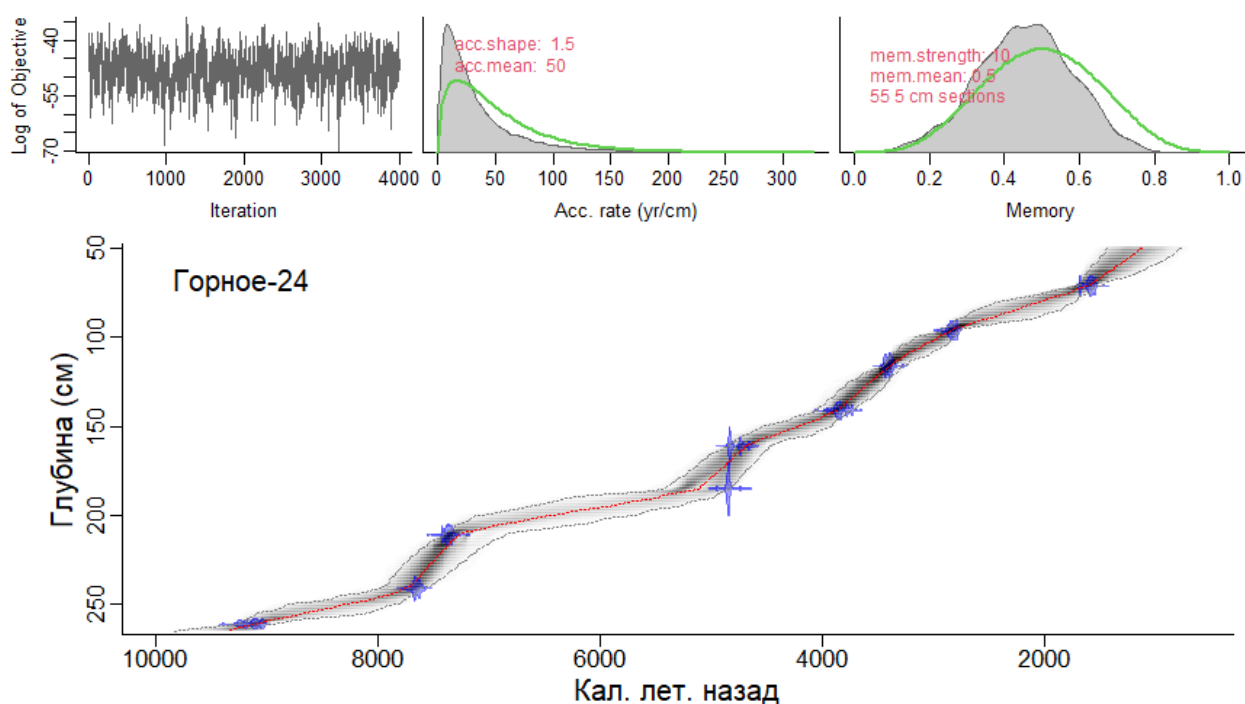


Рисунок 46. Модель роста отложений болота Горное по данным скважины 2024 года.

Ботанический состав торфа обеих скважин был рассмотрен в работе (Novenko et.al., 2026). Скв-24 (9275–7960 кал.л.н., 264–242 см) (рис. 47) содержит 70–95% остатков древесины и коры *Larix* sp. при незначительном участии зелёных мхов и сфагнома. Нарастание значений потерь при прокаливании в интервале 8700–7800 кал.л.н. свидетельствует о начале интенсивного торфонакопления, при этом древесные остатки хвойных пород сохраняют доминирующее положение. В диапазоне 7800–7500 кал.л.н. доля сфагнома и зелёных мхов последовательно нарастает. В интервале 7500–7300 кал.л.н. (230–216 см) сфагновые мхи становятся доминантами (45–80%), тогда как около 7300–7080 кал.л.н. вновь возрастает роль древесных остатков (*Salix*, *Betula*, *Alnus fruticosa*, *Larix gmelinii*, 30–40%) и трав, а доля сфагнома снижается до 25–30%. В завершение периода участие сфагновых мхов вновь возрастает (65–85%).

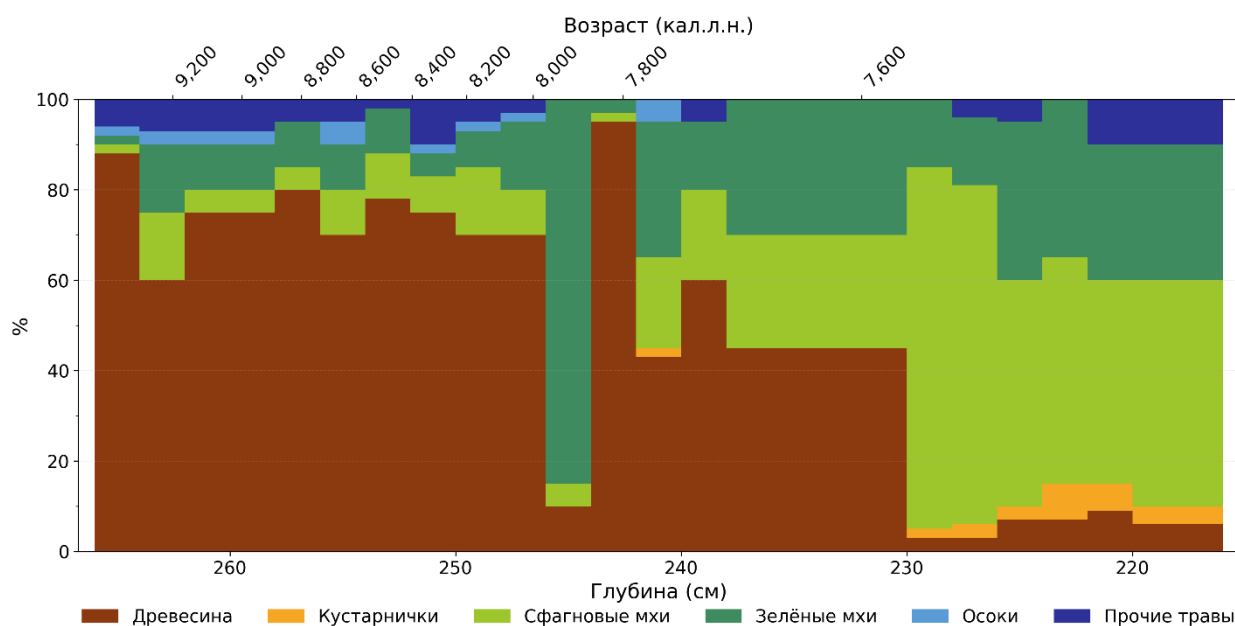


Рисунок 47. Ботанический состав торфа болота Горное, скважина-24 (по Novenko et.al., 2026).

В скважине 21 (рис. 48) в интервале 7700–6100 кал.л.н. доля древесных остатков составляет 22–56%, осоки – 10–54%, прочие травы – 15–25%, что соответствует лесо-болотному фитоценозу. В интервале 6100–5400 кал.л.н. доля древесины возрастает, преимущественно за счёт *Larix* sp. и *Alnus fruticosa*; появляется сфагнум (8–95%). Обилие *Menyanthes trifoliata* на глубинах 174–184 см указывает на периодическое обводнение поверхности болота. В интервале 6160–5700 кал.л.н. ботанический состав высоко изменчив, доля древесины достигает 40–100%, что отражает нестабильность гидрологического режима.

С 5700 по 2960 кал. л.н. сфагновые мхи устойчиво доминируют (50–95%). В интервале 4490–4180 кал. л.н. нарастает роль зелёных мхов, древесины и прочих трав (до 64%). В интервале 2960–2250 кал.л.н. резко возрастают зелёные мхи (*Leptodictium riparium*, *Drepanocladus* spp.), *Menyanthes trifoliata* и *Scheuchzeria palustris*; позднее появляются *Carex lasiocarpa* и *Comarum palustre*, тогда как *Menyanthes trifoliata* полностью исчезает.

После 2250 кал. л.н. накапливается сфагновый торф (80–92%). Резкое снижение степени гумификации на границе 1190 кал. л.н. (рис. 49), сопровождающееся изменением состава макроостатков, указывает на перерыв в торфонакоплении. В верхних горизонтах (600–17 кал.л.н.) доминируют зелёные мхи (*Leptodictium*

riparium, *Drepanocladus* sp.), постепенно нарастают осоки и травы, сфагнум исчезает полностью. В поверхностном слое господствуют *Paludella squarrosa* и *Calliergon* spp. при значительной доле осок и трав.

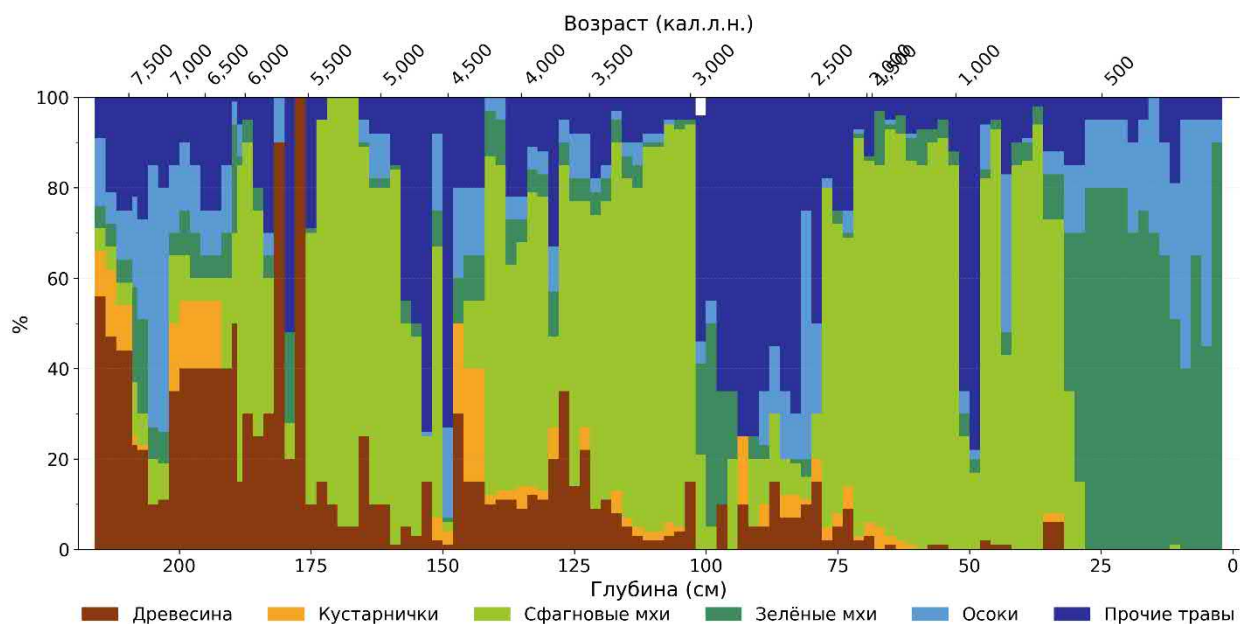


Рисунок 48. Ботанический состав торфа болота Горное, скважина-21 (по Novenko et.al., 2026).

Данные скважин 21 и 24 болота Горное были объединены вместе для совместного анализа. ППП и гумификация торфа на глубинах 260–215 см были выполнены по более глубокой скважине 24, а остальные 214 см – по скважине 21. Макрочастицы угля были подсчитаны по скважине 24 для глубин 265–50 см, что позволило получить изображения угольков, разделить их на морфотипы и определить размеры. Поскольку по модели роста отложений на глубинах около 50 см модели показывают разницу возраста не более 100 лет, то данные по уголькам, полученных при анализе скважины 21 были объединены с данными из скважины 24, однако из-за этого для верхних 50 см имеются только данные о количестве угольков.

Результаты исследования разреза болота позволили разделить торфяную залежь на 9 зон (рис. 49).

Зона 1 (9350–8700 кал. л.н., 265–255 см, скв. 24) представлена суглинком с высоким содержанием органического вещества в нижней части скважины. Для зоны характерны значения ППП менее 50 % и высокие показатели степени гумификации. Здесь зафиксированы максимальные концентрации как макрочастиц угля (до 217

частиц/см³), так и мегачастиц (до 28 частиц/см³). Морфотипы частиц преимущественно древесные, при этом доля травянистых форм однократно превысила 40 %.

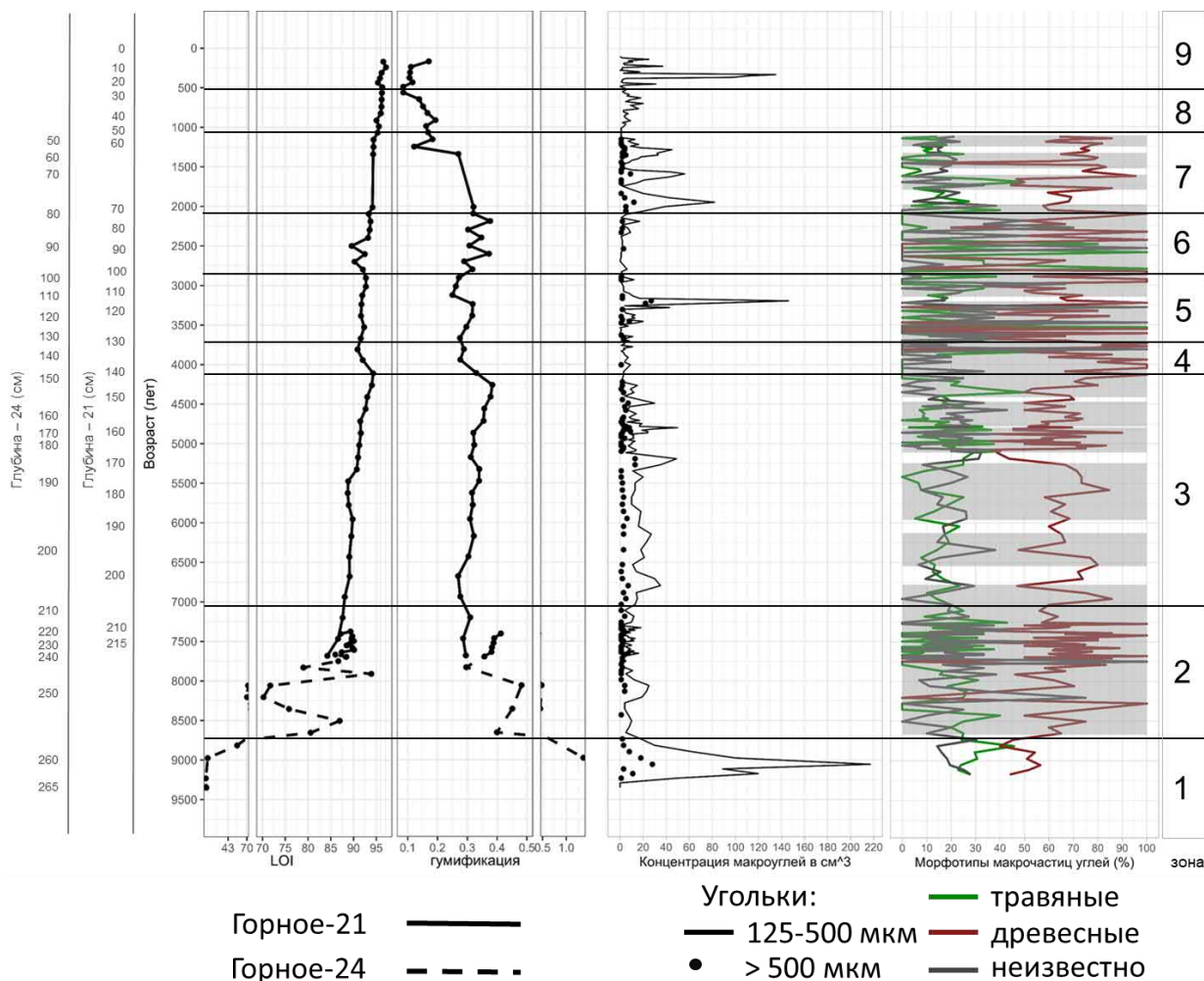


Рисунок 49. Изменение потерь при прокаливании (LOI), оптической плотности торфа, концентрации макрочастиц угля и соотношения морфотипов угля в залежи болота Горное. Серым фоном обозначены глубины с концентрацией макрочастиц угля менее 30 частиц/см³.

Зона 2 (8700-7000 кал. л.н., 255-207 см (скв. 24), 215-207 (скв. 21)). ППП варьируют от 70.2 до 93.9%, демонстрируя общий тренд к увеличению. Гумификация колеблется в диапазоне 0.286–0.482. Количество макроуглей низкое – 1–25 частиц, внутризональная динамика слабая, а мегауголь встречается единично.

Зона 3 (7000-4000 кал. л.н., 207-144 см (скв. 24), 207-137 см (скв. 21)). ППП постепенно растут от 89.7% до 94.73 %, гумификация варьирует в интервалах 0.26-

0.38. Количество макроуглей возрастает и составляет в среднем 15 частиц/см³, мегаугли встречаются единично, но максимальные пики достигают концентрации 13 частиц/см³. На глубинах с высокой концентрацией макрочастиц угля (более 30 частиц/см³) были выявлены преимущественно древесные морфотипы углей.

Зона 4 (4000-3800 кал. л.н., 144-135 см (скв. 24), 137-130 см (скв. 21)). Выявлено снижение ППП с 94.02 до 90.9%, а также гумификации с 0.38 до 0.27. Также отмечено практически полное прекращение поступления угольков в болото.

Зона 5 (3800–2950 кал. л.н., 135–100 см (скв. 24), 130–105 см (скв. 21)). Значения ППП постепенно возрастают от 90,8 % в начале зоны до 92,8 % в её конце. Степень гумификации в первой половине зоны увеличивается с 0,27 до 0,31, затем резко снижается до 0,25. Концентрация макрочастиц угля возрастает до значений, сопоставимых с зоной 3 (15 частиц/см³), при этом фиксируется резкий пик на глубине 107 см (3150 кал.л.н.) до 146 частиц/см³ в том числе концентрация мегачастиц угля достигает 25 частиц/см³. Морфотипы частиц преимущественно древесные.

Зона 6 (2950–2000 кал. л.н., 100–80 см (скв. 24), 105–70 см (скв. 21)). ППП колеблются в пределах 89,6–93,5 %, гумификация варьирует в интервале 0,28–0,38. Концентрация макрочастиц угля снижается до нулевых значений.

Зона 7 (2000–1100 кал. л.н., 80–50 см (скв. 24), 70–50 см (скв. 21)). Вследствие хиатуса на глубине 74 см в скважине 21 анализ ППП и гумификации возможен только для верхней части зоны, где ППП достигает 95,3 %, а гумификация резко снижается с 0,32 до 0,12. По концентрации макрочастиц угля выделяются три пика до 40–80 частиц/см³ на глубинах 78 см (1900 кал.л.н.), 70 см (1550 кал.л.н.), 57 см (1250 кал.л.н.) соответственно; концентрация мегачастиц составляет до 12 частиц/см³. Как и в предыдущих зонах, преобладают древесные морфотипы.

Зона 8 (1100–450 кал. л.н., 50–21 см (скв. 21)). ППП продолжает постепенно расти, достигая 96,3 %, гумификация снижается до минимальных значений (0,08). Концентрация макрочастиц угля не превышает 20 частиц/см³.

Зона 9 (450 кал. л.н. – настоящее время, 21–0 см (скв. 21)). ППП достигает максимального значения 97,12 %, гумификация стабилизируется на уровне 0,12. В распределении макрочастиц угля выделяются три пика с концентрацией более 30

частиц/см³ (21 см, 450 кал.л.н.; 7 см, 200 кал.л.н.; 2 см, 120 кал.л.н.) и один пик – 140 частиц/см³ (13 см, 300 кал.л.н.).

Таким образом, болото Горное начало формироваться около 8650 кал. л.н., вероятно, в результате заболачивания леса после пожара, о чём свидетельствуют высокие концентрации макро- и мегачастиц угля в интервале глубин 265–255 см. Непосредственно болото затрагивали пожары около 5200 кал. л.н. (рис. 49, зона 3), что подтверждается повышенным содержанием макро- и мегачастиц угля. Низовой тип пожара в этот период позволяет предположить относительно низкая доля древесных морфотипов (рис. 49). Следующий локальный пожар датируется около 3200 кал. л.н. (рис. 49), что также отражено в высоких концентрациях макро- и мегачастиц угля.

4.3.2 Болото Нижняя Тунгуска.

Болото Нижняя Тунгуска расположено на второй надпойменной террасе одноимённой реки (64.168026° с.ш., 100.534101° в.д.) и окружено лиственничными лесами на склонах хребтов, образующих амфитеатр (рис. 50). Болотный массив относится к плоскобугристому типу, занимает площадь 352 га и находится на абсолютной высоте около 150 м. Бугры имеют размеры 5×10 м и высоту 50–90 см. Вдоль них протягиваются мочажины шириной 1–1,5 м и длиной 10–20 м, характеризующиеся высокой обводнённостью; внутри мочажин выделяются отдельные кочки высотой до 20 см.



Рисунок 50. Болото Нижняя Тунгуска. Фото с дрона, выполненное Куприяновым Д.А. Красной стрелкой отмечено место бурения.

На болоте изредка встречаются единичные листовенницы, приуроченные к крупным сухим буграм. Бугры высотой более 90 см покрыты плотным ковром из *Polytrichum commune* и *P. Strictum* с примесью *Aulacomnium turgidum* и пятнами лишайников. Более мелкие бугры (высотой 40–60 см) образованы *Sphagnum fuscum*, *S. warnstorffii* и другими видами сфагнов. В травяно-кустарничковом ярусе доминируют *Betula nana*, *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*, *Vaccinium uliginosum*. В небольшом количестве встречаются *Vaccinium vitis-idaea*, *Rubus chamaemorus*, *Охроссус microcarpus* и *O. quadripetalus* (Карпенко, Кнорре, 2011).

Растительность мочажин представлена сплошным ковром сфагнов с участием осок; внутри сплавин выделяются отдельные кочки высотой до 20 см. На кочках изредка отмечены единичные кусты *Betula nana*. В травяно-кустарничковом ярусе на кочках встречаются *Chamaedaphne calyculata*, *Andromeda polifolia*, *Comarum palustre* и осоки.

В болоте Нижняя Тунгуска в пределах оттаявшей мочажины мощность торфяной залежи до кровли многолетнемёрзлых пород составила 113 см. Возраст

нижней части разреза датируется 7600 кал. л.н (рис. 51). В интервале 113–80 см скорость торфонакопления равнялась 0,17 мм/год, затем увеличилась до 0,21 мм/год и сохранялась до глубины 56 см. Хиатус выделен как на основании расхождения дат на глубинах 80 и 55 см (табл. 8). После хиатуса скорость возросла до 0,6 мм/год и оставалась стабильной до поверхности.

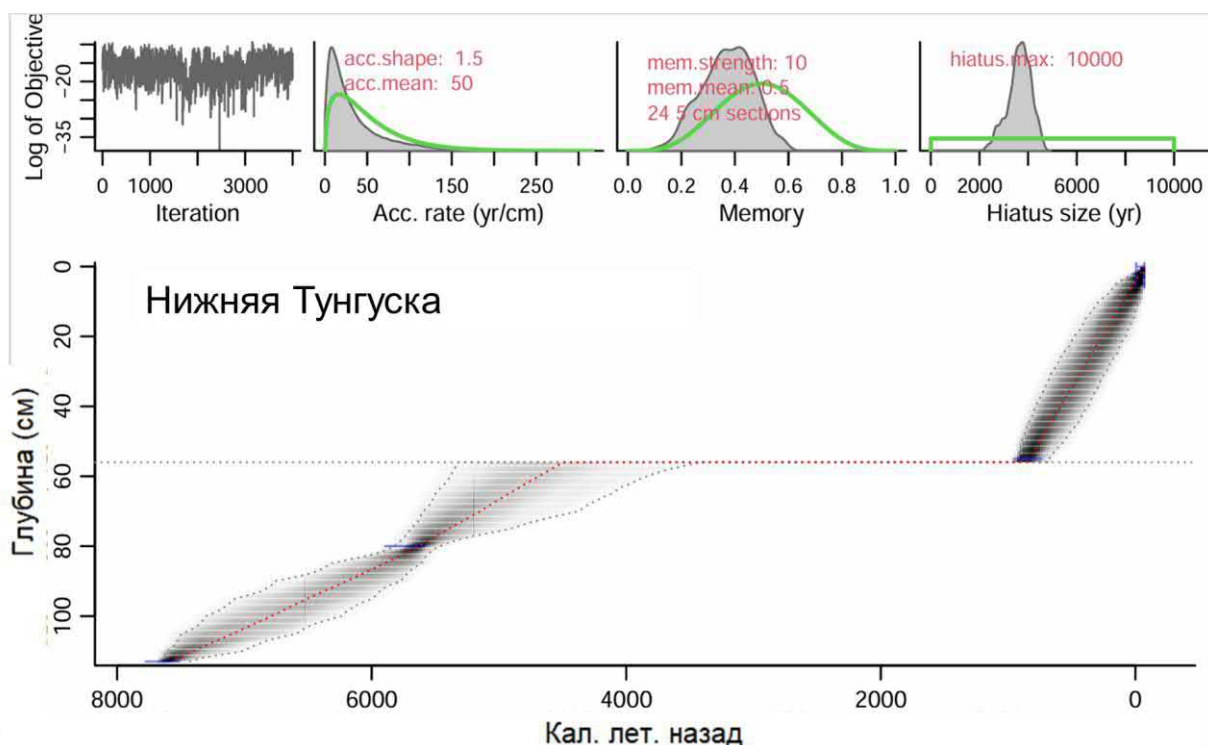


Рисунок 51. Модель роста отложений болота Нижняя Тунгуска. На глубине 56 см отмечен хиатус.

При построении возрастной модели из рассмотрения была исключена дата ИГ РАН 10505 1080 ± 20 , поскольку она оказалась древнее нижележащей и приурочена к зоне акротелма, где произрастает живой сфагновый мох и присутствуют его отмершие остатки без признаков разложения, что ставит под сомнение достоверность данной радиоуглеродной даты.

По ботаническому составу торфа болота Нижняя Тунгуска нижняя часть залежи (7600–7000 кал.л.н., 113–104 см) травяным и древесно-травяным и травяно-сфагновым торфом: доля прочих трав (38–55%), сфагновых мхов (15–42%) и древесных остатков (5–45%) (рис. 52). В интервале 7000–4500 кал.л.н. (101–58 см) накапливался травяно-гипновый, осоково-травяно-гипновый и осоково-травяно-сфагновый торф: доля остатков трав 18–60%, остатки зелёных мхов присутствуют в

количестве 13–47%, участие остатков сфагновых мхов 5–42%, кустарничков – 2–15%.

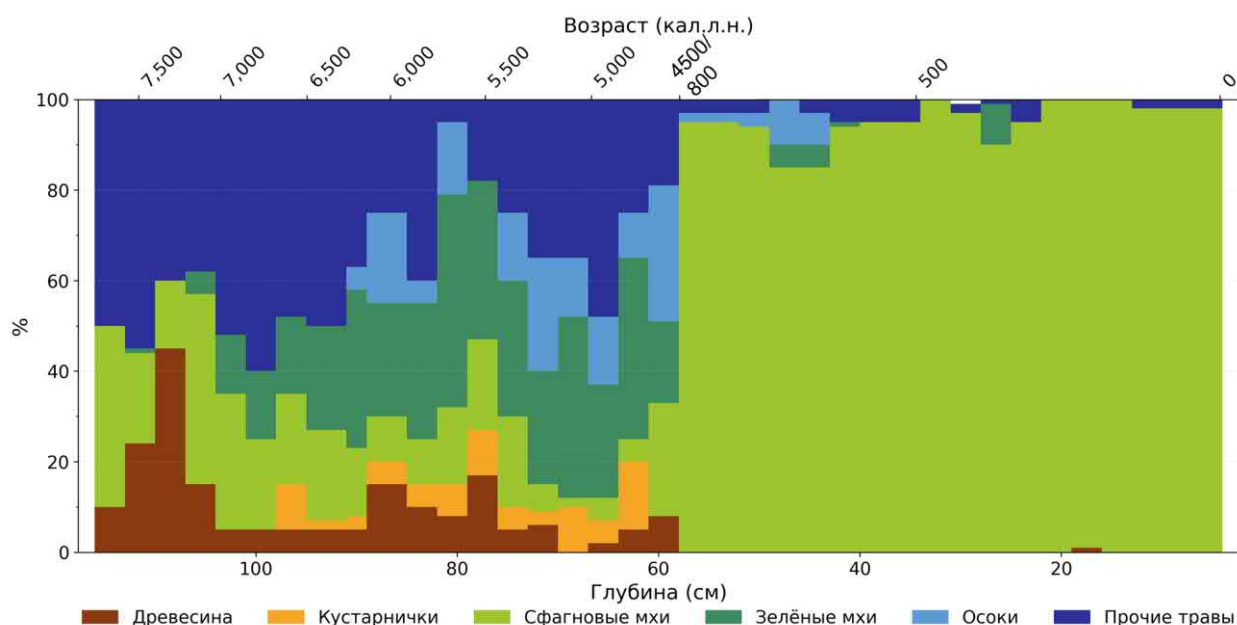


Рисунок 52. Ботанический состав торфа болота Нижняя Тунгуска.

Верхняя часть торфяной залежи (глубины 55–4 см, <800 кал.л.н. до современности) резко контрастируют с нижней частью разреза: доля сфагновых мхов составляет 85–100%, остатки остальных групп растений присутствуют лишь в незначительных количествах (0–9%). Нарастание сфагновых мхов, очевидно, связано с возобновлением торфонакопления после длительного перерыва.

На основании изменения ППП и концентрации макрочастиц угля в торфе в залежи болота Нижняя Тунгуска можно выделить 4 зоны (рис. 53). Первая зона (113–100 см, 7600–6850 кал.л.н.) выделяется по полному отсутствию каких-либо частиц угля в торфе. ППП составляли 95 %.

Зона 2 (100–70 см, 6850–5200 кал.л.н.) соответствует росту пожарной активности на окружающей территории, но концентрации макрочастиц угля в торфе малы – в среднем менее 5 частиц/см³. Мегауглей еще меньше – до 3 частиц/см³. ППП подросли до 96.0%. Исключение составило небольшое снижение на глубине 96 см до 93.1%.

В интервале 70–56 см (5200–4550 кал.л.н.), в третьей зоне, концентрации макроскопических углей в торфе наибольшие во всем болоте: пиковые значения составляли от 40 до 100 3 частиц/см³, но между снижались до нуля. При этом

мегауглей было около 1-3 частиц. Морфотипы были представлены преимущественно древесными частицами – их доля составила в среднем около 60%. ППП не изменились с предыдущего этапа.

В последней выделяемой зоне (56-0 см, 850 кал.л.н.-н.в.) пик концентрации макроуглей наблюдается только на глубине 33 см (93 частиц/см³). В остальном же профиле средние пиковые концентрации колеблются от 10 до 20 частиц/см³. ППП возрастают с 97.5 до 99.7%.

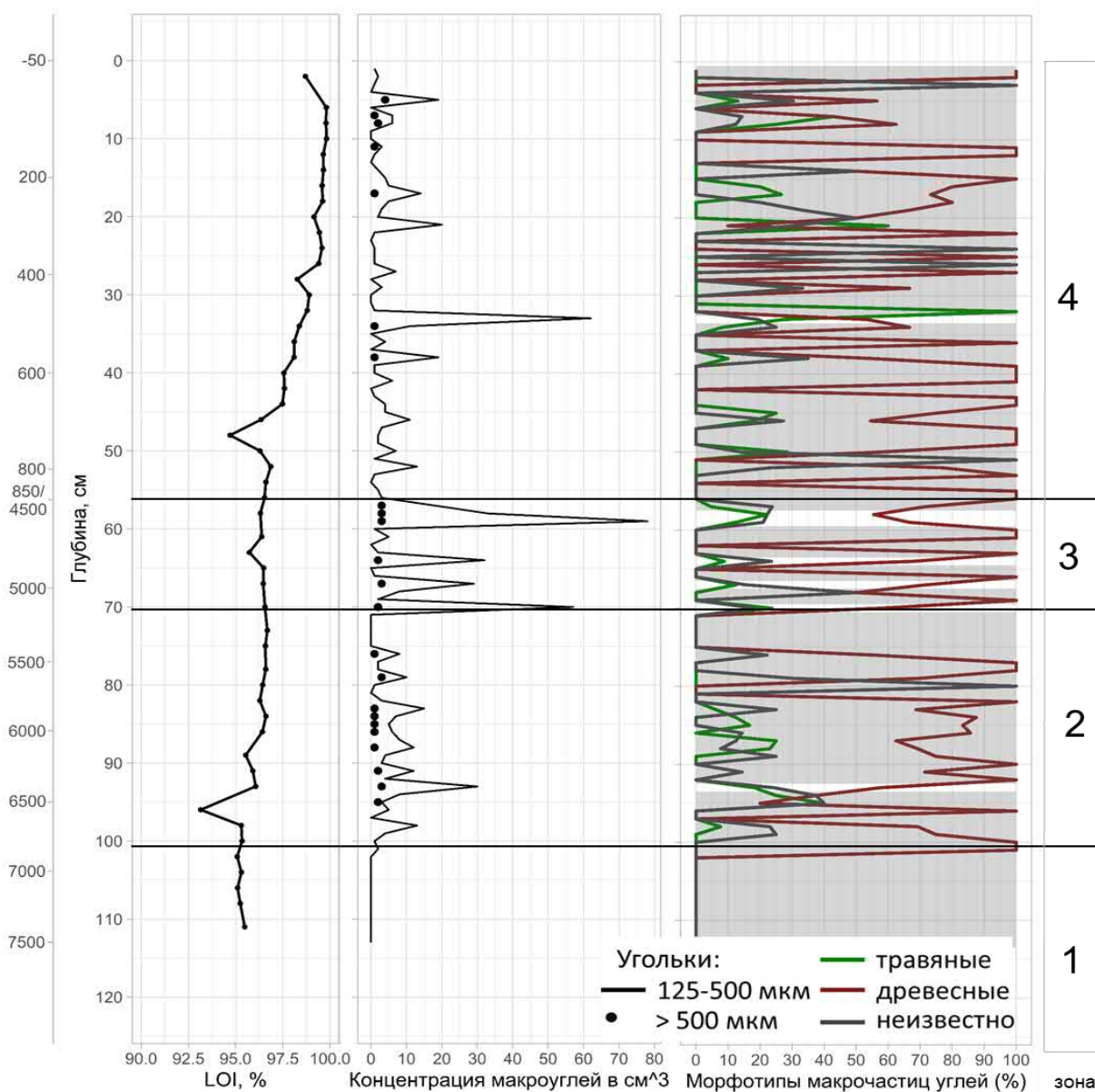


Рисунок 53. Изменение потерь при прокаливании (LOI), концентрации макрочастиц угля и соотношения морфотипов угля в залежи болота Нижняя Тунгуска. Серым фоном обозначены глубины с концентрацией макрочастиц угля менее 30 частиц/см³.

4.3.3 Озеро Тура

Озеро Тура расположено на 1 НПТ р. Нижняя Тунгуска (64.292010° с.ш., 100.199713° в.д., 140 м н.у.м.). Площадь озера вместе с заболоченным берегом составляет 3.74 га. Керн отобран с заболоченного берега (рис. 54). Фитоценоз в точке бурения представлен редкостойным древостоем из *Betula* sp. высотой до 6 м, с редким подростом лиственницы и березы высотой до 1.5 м. В кустарниковом ярусе представлены *Salix* sp. и *Betula nana*. Травяно-кустарничковый ярус заболоченного берега имеет проективное покрытие 30% и представлен *Eriophorum* sp. *Carex* sp., *Andromeda polifolia*, *Comarum palustre* и *Chamaedaphne calyculata*. Проективное покрытие мохового покрова составляет 85%, 60% из которых зеленые мхи, а остальные – сфагновые мхи.



Рисунок 54. Заболоченный берег озера Тура. Фото Д.А. Куприянова. Красной стрелкой отмечено место бурения.

В результате бурения была отобрана колонка мощностью 100 см, верхние 15 см которой представлены торфом, а нижние 85 см органогенным суглинком. Нижняя часть скважины датируется 2200 кал. л.н. В интервале 100-85 (2200-1800 кал. л.н.) см скорость аккумуляции отложений составляла 0.4 мм/год, а в следующих 5 см выросла до 0.7 м/год (рис. 55). Далее в интервале 80-38 см (1700-1380 кал. л.н.) скорость достигла 1.18 мм/год. После хиатуса (38-15 см, 680-190 кал. л.н.) скорость

падает до 0.45 мм/год, но начиная с 15 см снова возрастает, достигая в среднем 0.86 мм/год. Хиатус был выделен на основании резкого снижения ППП (рис. 57) на глубине 38 см.

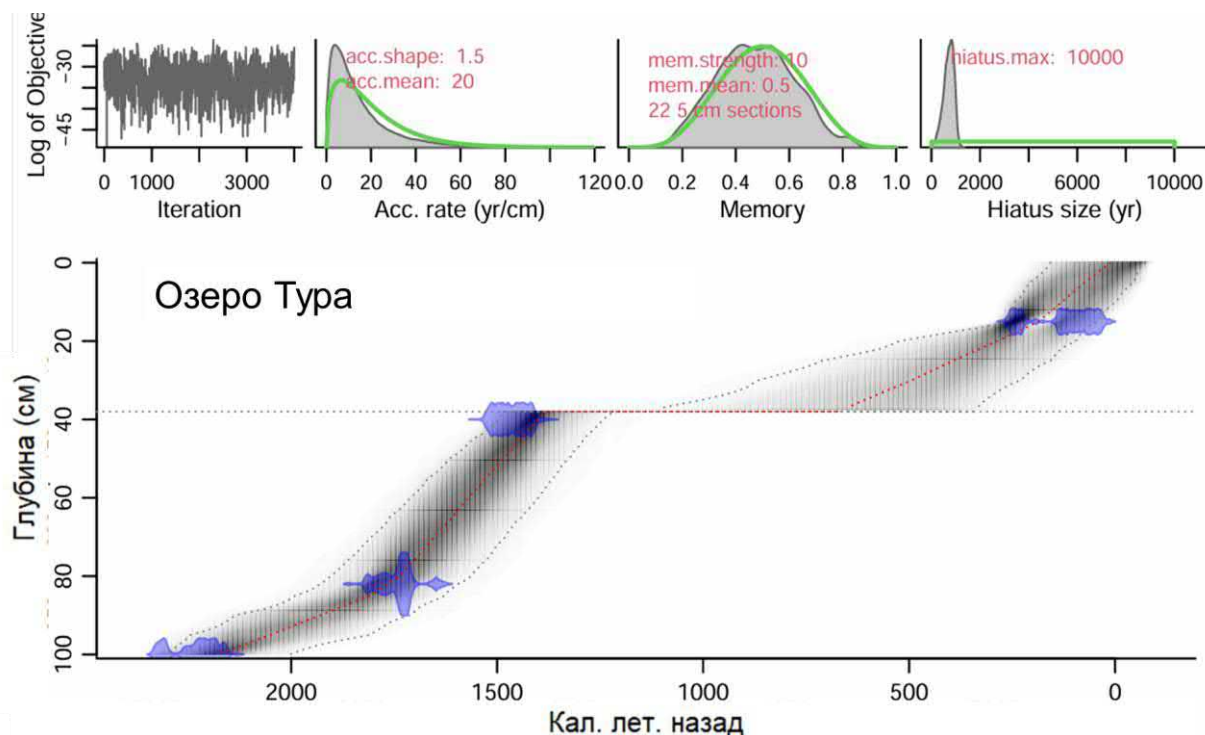


Рисунок 55. Модель роста отложений заболоченного берега озера Тура. На глубине 38 см отмечен хиатус.

По растительным остякам разреза озера Тура нижняя часть (2200–1900 кал.л.н., 98–86 см) сложена высоким содержанием древесных остатков (55–80%) при подчинённой роли зелёных мхов (10–30%), что свидетельствует о существовании заболоченного леса (рис. 56). В интервале 1900–1400 кал.л.н. (82–54 см) в составе осадков начинают господствовать зелёные мхи (70–90%).

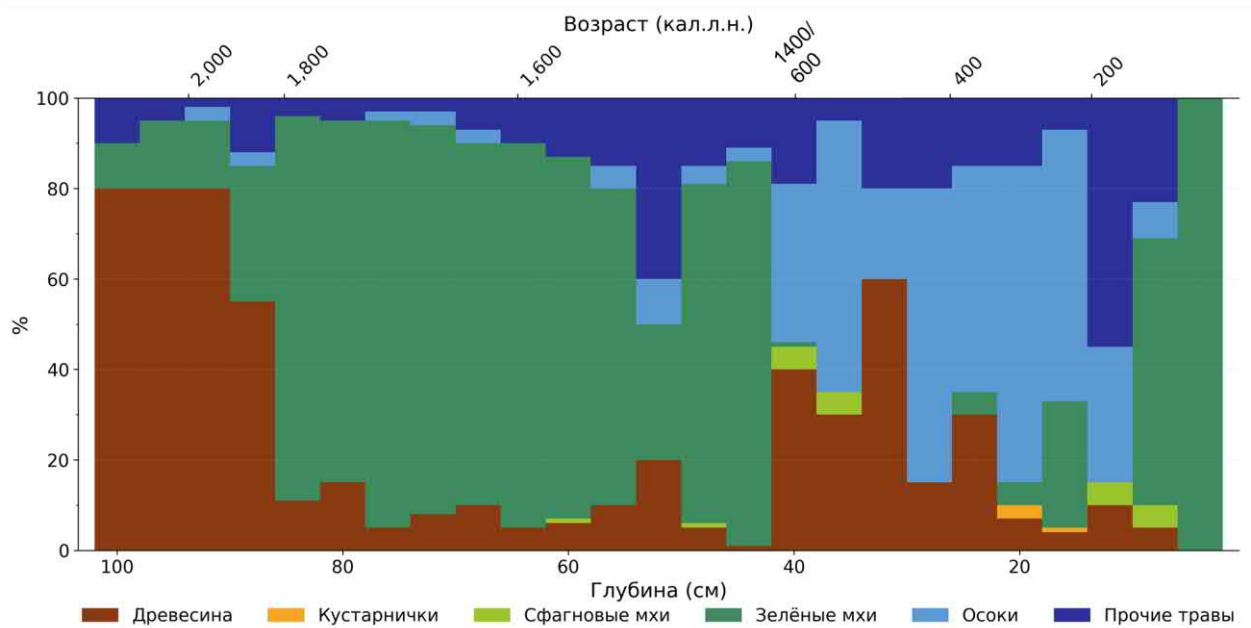


Рисунок 56. Растительные остатки в скважине заболоченного берега озера Тура.

Период 600–200 кал.л.н. (42–16 см) отмечен значительным возрастанием доли древесных остатков (30–60%) и осок (20–60%). Поверхностные горизонты вновь характеризуются преобладанием зелёных мхов (59%) и прочих трав (23%), тогда как самый верхний образец (–12 кал.л.н.) содержит 100% зелёных мхов.

По ППП и концентрации макрочастиц угля в торфе в отложениях озера Тура можно выделить 4 зоны (рис. 57). Подсчет выполнялся ручным методом, поэтому данные о размерах макроуглей и их морфотипах отсутствуют. Для зоны 1 (100–80 см, 2200–1700 кал.л.н.) ППП в среднем составляют 12 %, увеличиваясь до 18% в интервале 85–80 см. В зоне четко выделяется четыре пика высокой концентрации макрочастиц угля со значениями от 80 до 200 частиц/см³.

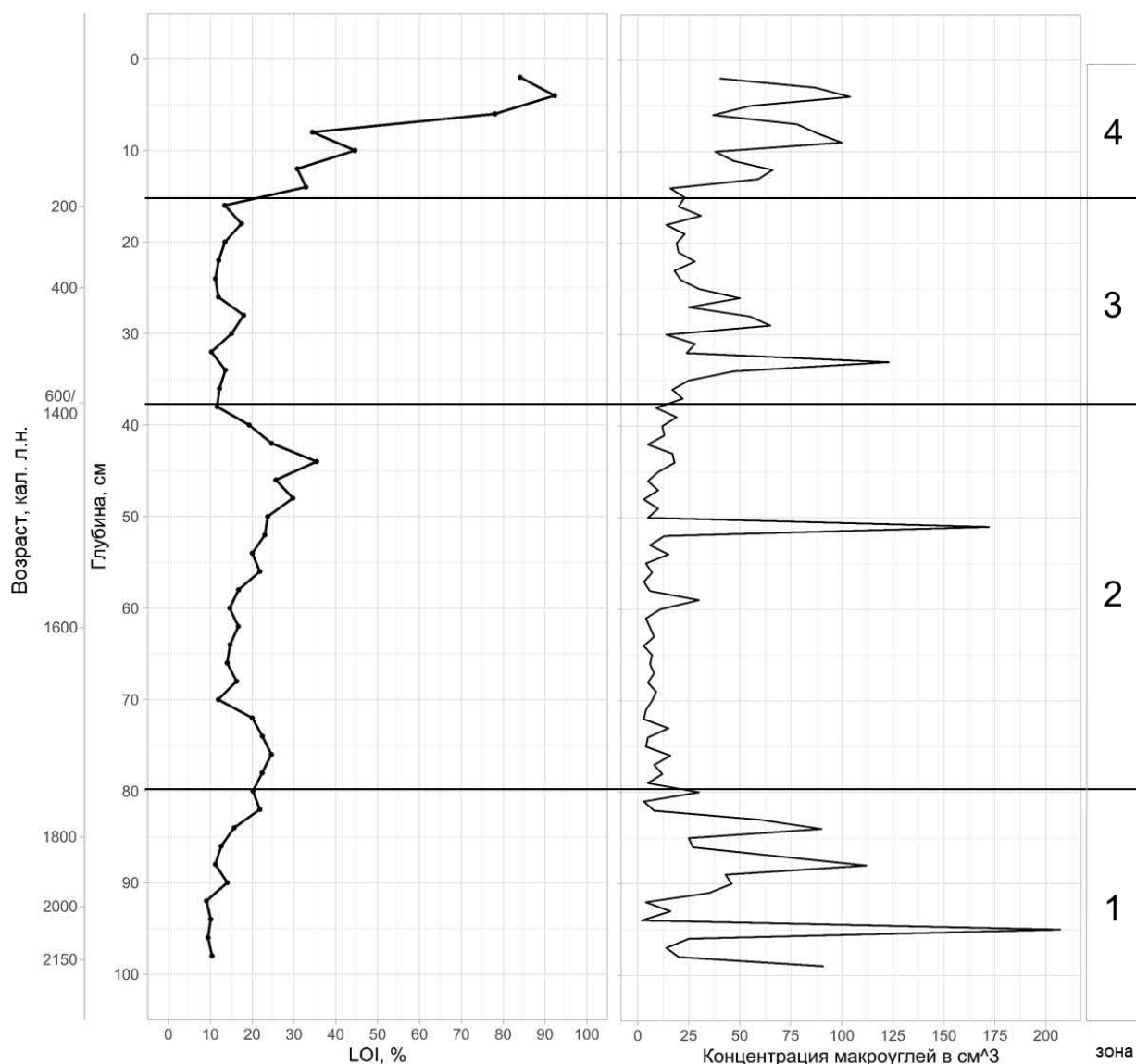


Рисунок 57. Изменение потерь при прокаливании (LOI) и концентрации макрочастиц угля в отложениях озера Тура.

Во второй зоне (80-38 см, 1700-1400 кал.л.н.) ППП в среднем составляют около 19%, достигая максимума в 36% на глубине 45%. Концентрация макрочастиц угля падает до 5-10 частиц/см³, редко превышая 20 частиц/см³. Исключением стал единственный пик на глубине 52 см, где концентрация достигла 173 частиц/см³.

Далее (зона 3, 38-15 см, 600-200 кал.л.н.) ППП снижаются в среднем до 13%. Средняя концентрация макроуглей увеличивается до 32 частиц/см³, достигая ярко выраженных пиков на глубине 33 см (123 частиц/см³), а также сглаженного на глубинах 29-26 см (49 частиц/см³).

В 4 зоне (15-0 см, 200-н.в.) ППП возрастают с 11% до 92% к поверхности. Резко увеличивается концентрация макроуглей – она в среднем составляет 57 частиц/см³. Также выделяется три пика на глубинах 12, 9, и 4 см с концентрацией от 65 до 105 частиц/см³.

Таким образом, берег озера Тура, вероятно, периодически затапливался, что видно по колебаниям ППП (рис. 57). Из-за нестабильности условий накопления отложений необходимо крайне осторожно относиться к интерпретации данных, поскольку смена болотных условий озерными, возможно, могли оказывать влияние на концентрирование и захоранивание макроскопических частиц в торфе.

4.3.4 Пожарный режим на территории ключевого участка Тура в голоцене.

На территории ключевого участка Тура выделено 7 периодов смены пожарных режимов (рис. 58).

Период 1 (8600–7700 кал. л. н.). Скорость аккумуляции макрочастиц угля в торфе колебалась в пределах 0,1–0,7 частиц/см²·год без выраженных пиков. Поступление фонового угля, вероятно, происходило, однако локальных или интенсивных пожаров не зафиксировано. Данный интервал соответствует началу потепления среднего голоцена.

Период 2 (7700–4200 кал. л. н.) подразделяется на два подпериода. Подпериод 2а (7700–4200 кал. л. н.). Скорость аккумуляции макрочастиц угля возрастает до 0,5–1,5 частиц/см²·год в болоте Горное и до 0,2–1,2 частиц/см²·год в болоте Нижняя Тунгуска. При этом в последнем до 6600 кал. л. н. макрочастицы угля отсутствуют. Различия между разрезами, вероятно, обусловлены их высотным и геоморфологическим положением: болото Горное расположено на водораздельном плато, тогда как болото Нижняя Тунгуска находится в низине в полукольце хребтов, что могло приводить к потере части сигнала. Согласно реконструкциям (Nazarova et al., 2013; Klemm et al., 2016; Andreev et al., 2002, 2004) климатические условия были теплее современных, температуры июля в подпериод 2а были выше современных на 1–1,5 °С. В подпериод 2б (5700–5200 кал. л. н.). Скорость аккумуляции макрочастиц угля снижается до 0,2–0,3 частиц/см²·год, что, вероятно, связано с похолоданием климата.

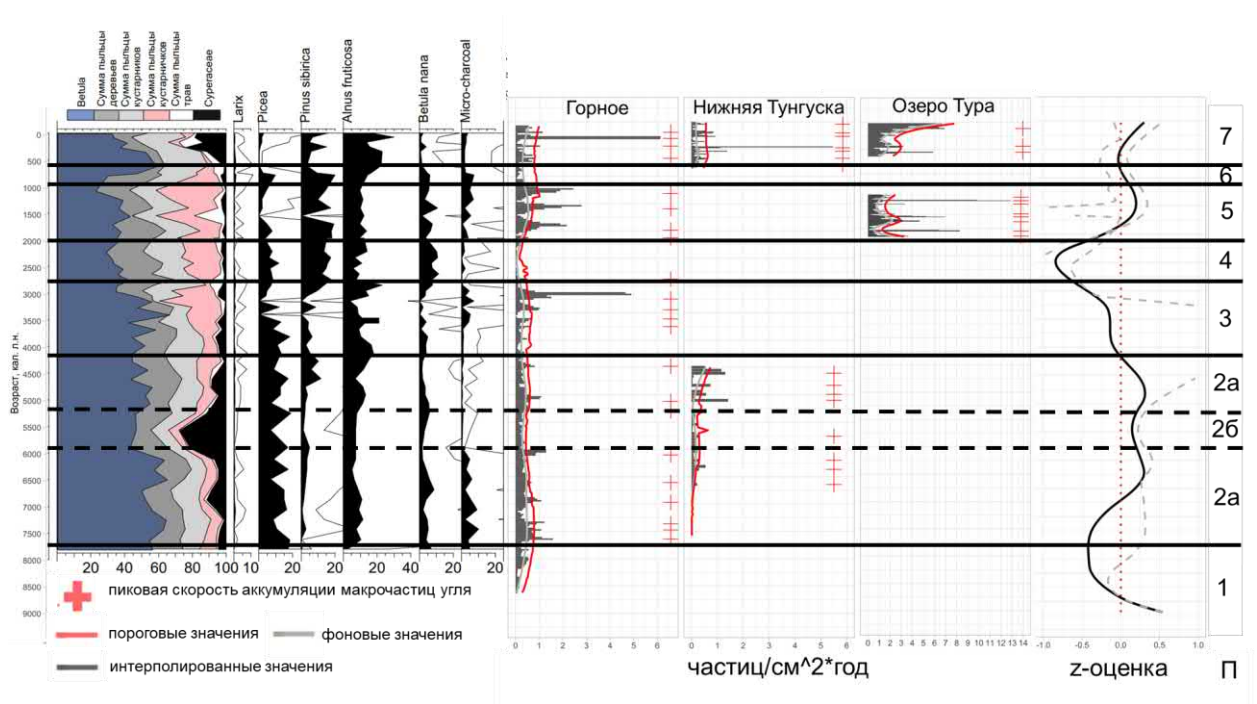


Рисунок 58. Выделение этапов смены пожарной активности по пикам скорости аккумуляции макрочастиц угля. Слева направо представлены: СПА, выполненный для болота Горное (214-0 см) Бородиной К.А.; Скорости аккумуляции макрочастиц угля в торфе для болот Горное, Нижняя Тунгуска и озеро Тура; Z-оценка, полученная по трем болотам.

Период 3 (4200–2700 кал. Л. н.). В начале периода (4200–3700 кал. Л. н.) скорость аккумуляции макрочастиц угля снижается до 0,1 частиц/см²·год. Впоследствии скорость возрастает до 0,3 частиц/см²·год, пиковые значения достигают 0,6 частиц/см²·год. Наибольшие пики зафиксированы в интервале 3300–2700 кал. Л. н., где выделяются два пика со скоростью аккумуляции 1 и 5 частиц/см²·год. Согласно палеоклиматическим реконструкциям (Nazarova et al., 2013; Andreev et al., 2002, 2004), в течение всего периода температуры были ниже современных на 0,5–2 °С. Однако, по данным Klemm et al. (2016), температура снизилась незначительно (на 0,5 °С) относительно предыдущего периода, а около 3300 кал. Л. н. даже возросла до 0,8 °С, после чего вновь понизилась, при этом именно на этот интервал приходятся наиболее мощные пожары. В периоде 3 палеотемпературные реконструкции разных авторов противоречивы между собой и с нашими данными по пожарам, что, вероятно, указывает на значительное влияние локальных условий. Возможно, ведущим фактором, определяющим пожарный

режим в это время, было изменение количества осадков, данные о которых ограничены.

Период 4 (2700–2000 кал. Л. н.). Характеризуется полным отсутствием пожаров и снижением скорости аккумуляции макрочастиц угля до нуля.

Период 5 (2000–1000 кал. Л. н.). Пожарная активность возрастает. В болоте Горное скорость аккумуляции макрочастиц угля увеличивается до 2–3 частиц/см²·год, выделяются три пика. В озере Тура также фиксируются три пика, но с более высокими значениями – от 7 до 13 частиц/см²·год.

Период 6 (1000–500 кал. Л. н.). Пики концентрации макрочастиц угля не выделяются, скорость аккумуляции снижается до 0,1–0,3 частиц/см²·год.

Период 7 (500 кал. Л. н. – настоящее время). Пожарная активность вновь возрастает. В болоте Горное пиковые концентрации макрочастиц угля достигают 1 частиц/см²·год, с единичным максимумом до 6 частиц/см²·год. Высокие значения также фиксируются в болоте Нижняя Тунгуска. В озере Тура скорость аккумуляции выше (около 3 частиц/см²·год), достигая к концу периода 7 частиц/см²·год, что не наблюдается в болотных разрезах. Увеличение частоты пожаров в последние 400–500 лет согласуется с дендрохронологическими данными, полученными из этого же района (Харук и др., 2005) за период с XIV века по настоящее время.

Для анализа влияния пожаров на растительный покров на ключевом участке Тура были использованы результаты спорово-пыльцевого анализа болота Горное, скважина 21 (Novenko et al., 2026, рис. 58). Были отобраны пыльцевые таксоны, доля которых превышает 0.5% (*Pinus sibirica*, *Picea*, *Betula alba*, *Betula nana*, *Alnus fruticosa*, *Artemisia*, Cyperaceae, Ericaceae, *Menyanthes trifoliata*, *Rubus chamaemorus*, *Sphagnum*, *Lycopodium clavatum*, *Larix*). Поскольку первое пожарное событие было зафиксировано 7600 кал.л.н. для болота Горное, а данные с 1950 по 1300 кал. Л.н. для скважины горное 21 отсутствуют, то эти данные не использовались в анализе. В результате было получено 13 главных компонент, на первые 3 из которых приходится 60% всей доли объясненной дисперсии (рис. 59 А). Наибольшее абсолютное значение корреляции Пирсона с МПИ была обнаружена с РС 1 (-0.503) (рис. 59 Б).

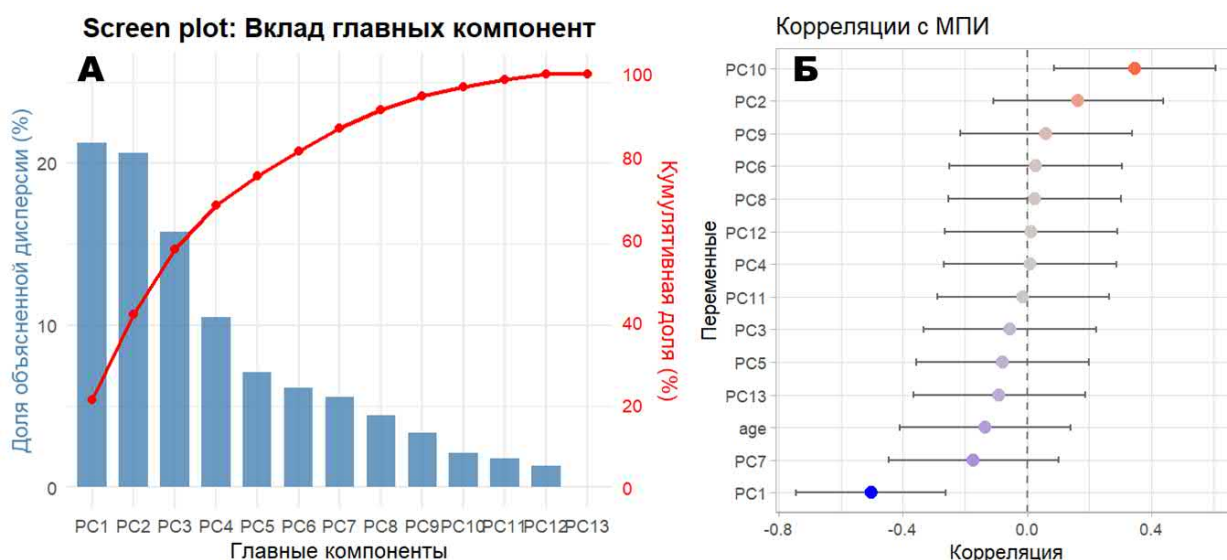


Рисунок 59. А) Вклад главных компонент, полученных в результате PCA анализа наиболее представленных пыльцевых таксонов, изученных в разрезе болота Дальнее; Б) Корреляция длительности МПИ и главных компонент.

Данная главная компонента объясняет 21,2 % общей дисперсии, что с учётом умеренно сильной линейной связи между PC1 и длительностью межпожарного интервала позволяет заключить, что пожары оказывали существенное влияние на леса ключевого участка (рис. 60). При сокращении межпожарных интервалов происходит увеличение доли *Betula alba* и осоковых. Напротив, при увеличении времени между пожарами возрастает доля кустарничков, что, вероятно, соответствует формированию сфагновых лиственничников с развитым кустарничковым ярусом. Несмотря на высокий отклик *Pinus sibirica*, в настоящее время этот вид на территории встречается крайне редко, хотя и продуцирует значительное количество пыльцы (Novenko et al., 2024). Поскольку *Pinus sibirica* слабо устойчива к воздействию огня (Шешуков и др., 1978), при увеличении частоты пожаров, вероятно, происходило уничтожение этих немногочисленных деревьев с последующим восстановлением лиственничных или березовых сообществ на горях.

PC1 vs Межпожарный интервал

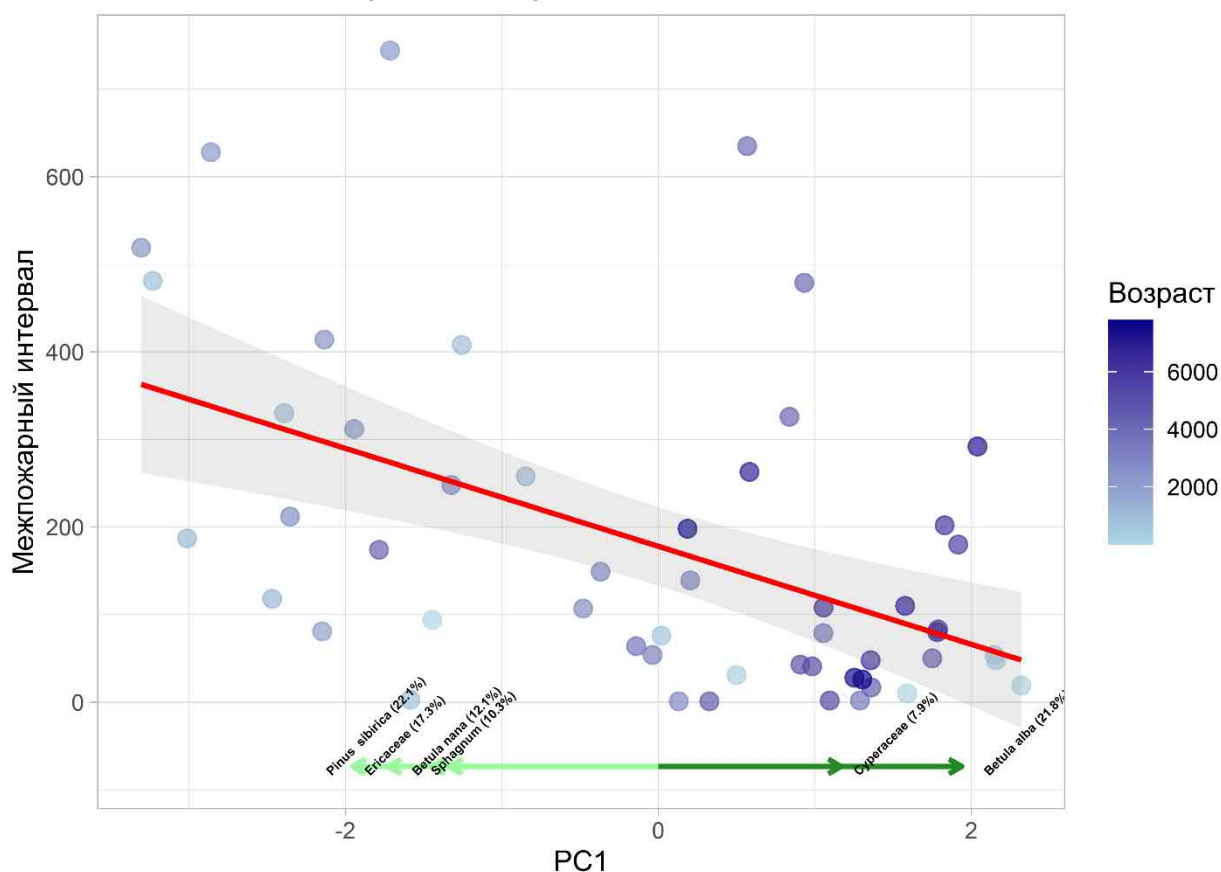
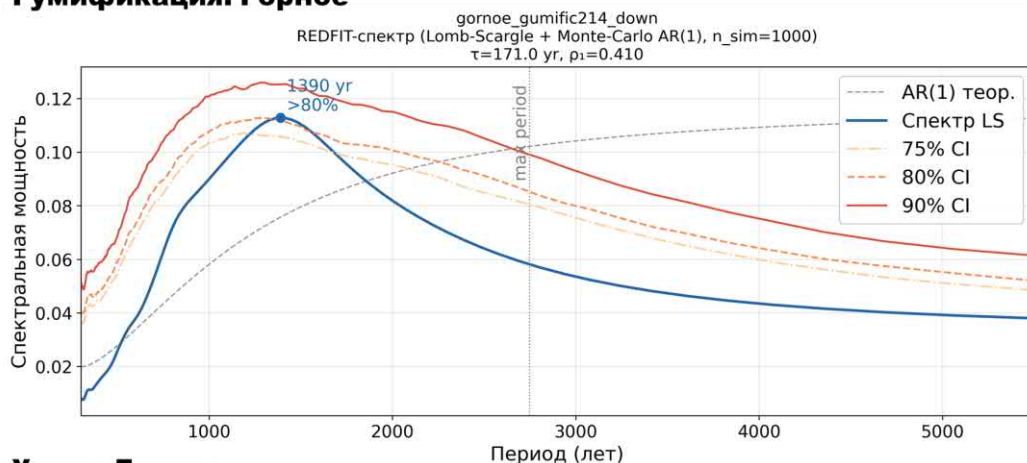


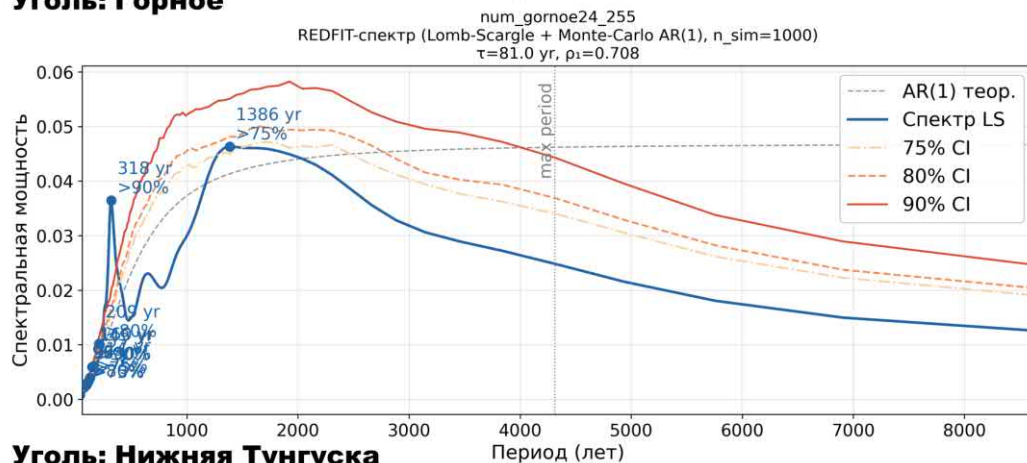
Рисунок 60. Корреляция между МПИ и PC1. Векторами снизу обозначен вклад шести наибольших по модулю переменных в PC1.

В результате спектрального анализа данных по гумификации был выявлен цикл длительностью 1400 лет с доверительной значимостью более 80% для болота Горное (рис. 61). По макрочастицам угля для Горного также были выявлены короткие циклы длительностью 90-200 лет и 300 лет, что, вероятно, отражает длительность межпожарного интервала, а также 1400-летний цикл, аналогичный тому, что был найден по данным гумификации. (рис. 61).

Гумификация: Горное



Уголь: Горное



Уголь: Нижняя Тунгуска (113-56 см)

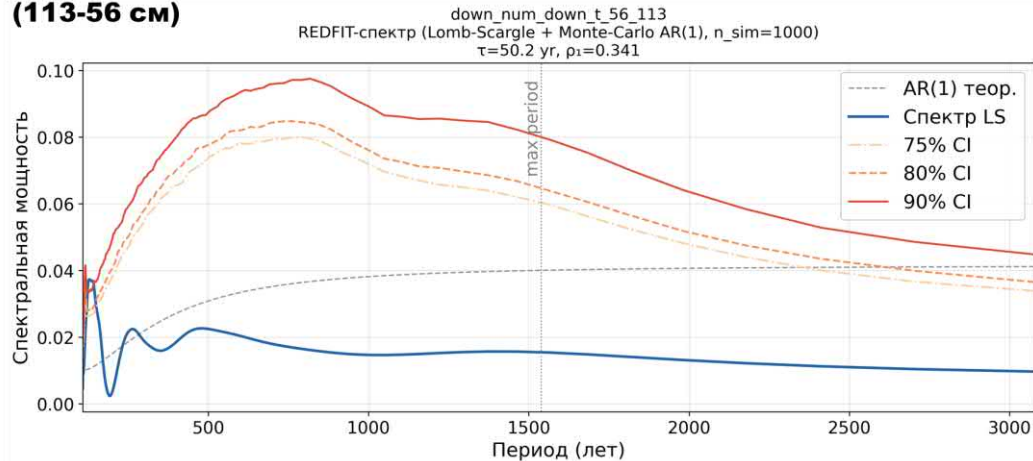


Рисунок 61. Результаты спектрального анализа рядов гумификации и макрочастиц угля для разрезов Горное и Нижняя Тунгуска по методу REDFIT (Lomb–Scargle + модель красного шума AR(1)) (Schulz, Mudelsee, 2002) с доверительными уровнями 75, 80 и 90%. Синяя линия показывает оценку спектральной мощности, пунктирная серая – теоретический спектр AR(1), цветные кривые – пороги значимости, точки отмечают частоты, на которых мощность статистически превышает модель красного шума.

1400-летний цикл по гумификации локализуется в интервале 5000-2500 кал.л.н., хотя менее значимые и более высокие амплитуды длительностью около 1500 лет прослеживаются вплоть до 7500 кал.л.н (рис. 62). По макрочастицам угля 1400-летняя цикличность прослеживается на протяжении всего голоцена, хотя наиболее высокие амплитуды только после 5000 кал.л.н. (рис. 62). Короткие циклы проявляются только в ранее выделенных интервалах роста скорости аккумуляции макрочастиц угля 500 кал.л.н - настоящее время, 1000-2000 кал.л.н, 2700-3700 кал.л.н, а также менее явно 4200-5200 кал.л.н, 5700-7700 кал.л.н.

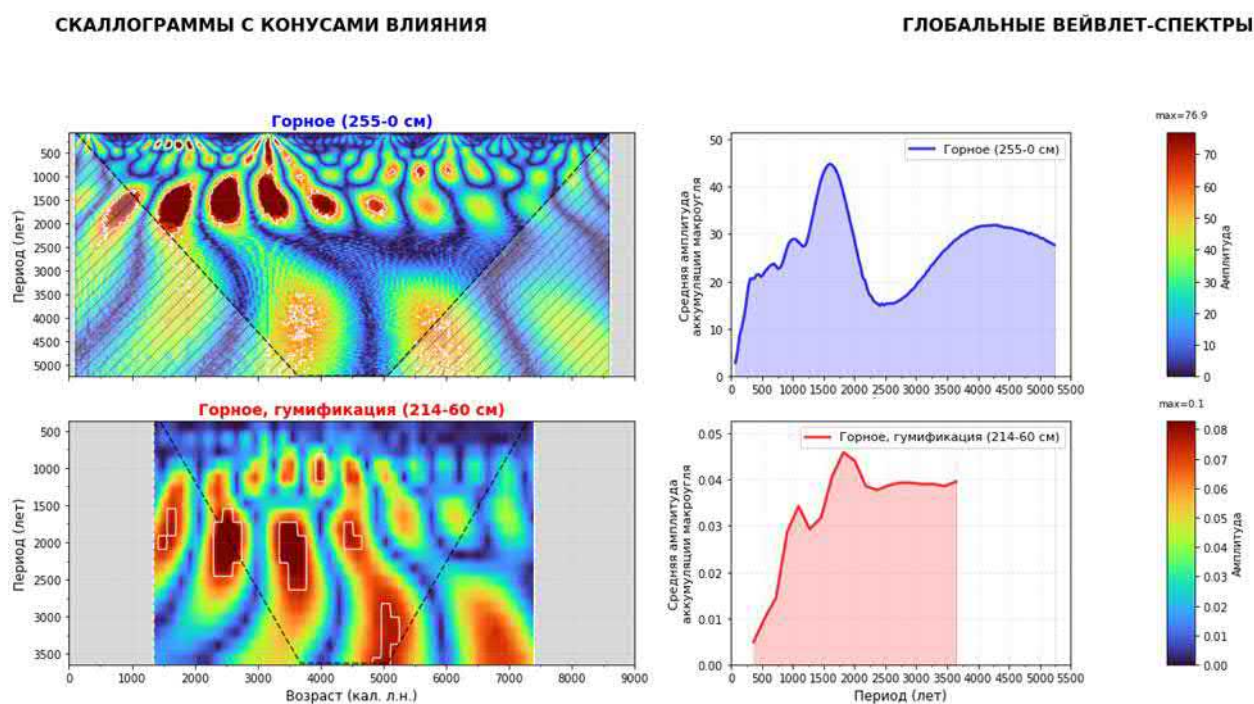


Рисунок 62. Вейвлет-анализ скоростей аккумуляции макрочастиц угля в торфе для болот Горное для макрочастиц угля и гумификации торфа. Белыми линиями на скалограммах выделены области значимости.

Проведенное исследование на модельной территории Тура позволило выделить локальные пожары, начиная с 7700 кал. л. н. до настоящего времени. На протяжении этого временного интервала локальные пожары присутствуют постоянно, за исключением периодов 5700–5200 и 2700–2000 кал. л. н., которые совпадают с похолоданием климата по данным реконструкций по различным природным архивам (Nazarova et al., 2013; Klemm et al., 2016; Andreev et al., 2002, 2004). Пожары оказывали значимое влияние на растительный покров, что подтверждается умеренной корреляцией между первой главной компонентой спорово-пыльцевого

анализа и длительностью межпожарного интервала. В болоте Горное по гумификации торфа и макрочастицам угля была выявлена 1400-летняя цикличность, а также более короткие циклы по макроуглям.

4.4 Ключевой участок Ванавара.

В районе поселка Ванавара, расположенного в среднем течении реки Подкаменная Тунгуска, было изучено болото Ванавара (рис. 63).

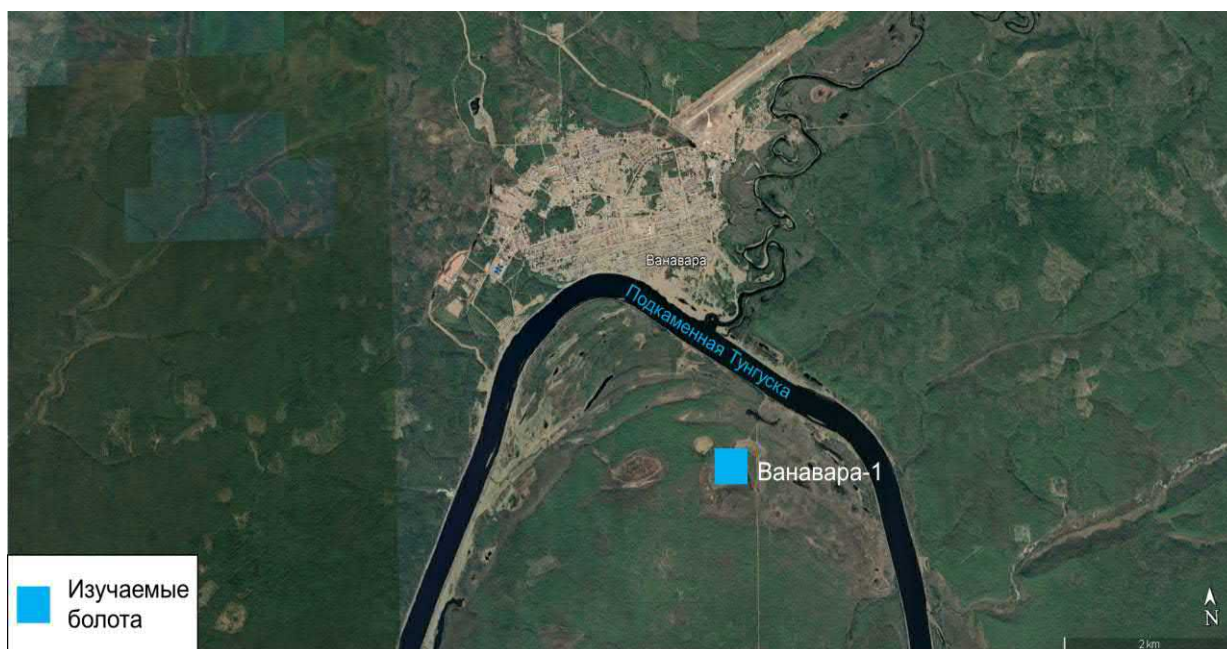


Рисунок 63. Положение изученных болот на ключевом участке Ванавара.

Для торфяных залежей болот было получено 12 радиоуглеродная AMS дата (таблица 9).

Таблица 9. Радиоуглеродные датировки и калиброванные значения возраста болот Ванавара-1 и Неожиданное.

Лабораторный номер, ИГ РАН.	Глубина (см)	Материал	Радиоуглеродный возраст (14C лет назад)	2σ интервал кал. возраста, лет назад. В скобках указана вероятность калибровки
Ванавара-1				
10890	20-21	ТОС	$\delta^{14}C=1.713\pm 0.128$	cal AD 2015.88:cal AD 2019.01 (0.884)
10891	49-50	ТОС	$\delta^{14}C= 1.00737 \pm 0.0025$	cal AD 2008.00:cal AD 2011.04 (0.911)

10892	71-72	ТОС	255±25	3± (0.013); 161±9(0.172); 300±21(657); 380±4(0.009); 408±16(0.149)
10893	95-96	ТОС	970±20	833±29(0.723);912±14(0.277)
10894	121-122	ТОС	1510±25	1320±8(0.032); 1378±35(0.951); 1463±5(0.015); 1504±1(0.002)
10895	137-138	ТОС	1985±25	1844±10(0.079); 1908±42(0.712); 1974±14(0.210)
10896	148-149	ТОС	2170±25	2074±15(0.034); 2139±43(0.460); 2200±6(0.018); 2267±40(0.488)
10897	160-161	ТОС	2960±25	3011±7(0.024); 3037±8(0.025); 3134±77(0.951)
10898	182-183	ТОС	3940±25	4261±2(0.003); 4367±76(0.910); 4498±15(0.087)
10899	195-196	ТОС	4360±25	4915±60(0.972); 5019±6(0.028)
10900	220-221	ТОС	7970±30	8660±10(0.044); 8704±6(0.017); 8853±137(0.940)
10901	249-250	ТОС	10815±25	12747±19(1.000)

4.4.1 Болото Ванавара

Изучаемое болото расположено на 1 НПТ р. Подкаменная Тунгуска (60.317145° с.ш., 102.305757° в.д.) в окружении лиственнично-соснового и елово-лиственничного леса (рис. 64). Болото занимает высотную отметку 250 м на площади 40.7 га. Болотный массив характеризуется чётко выраженным микрорельефом, где бугры возвышаются над заболоченными ложбинами на 3–4 метра.

Поверхность бугров покрыта зарослями ерника (*Betula nana*) и лишайниками. Изредка встречаются угнетённые древесные формы: *Betula* sp. (до 3 м) и *Larix* sp. (до 1,5 м). В травяно-кустарничковом ярусе доминируют *Betula nana* и *Ledum palustre*, с присутствием *Chamaedaphne calyculata* и *Vaccinium vitis-idaea*. Заболоченные ложбины лишены живого древостоя, характерно наличие сухостоя. Травяно-

кустарничковый ярус здесь представлен *Chamaedaphne calyculata*, *Menyanthes trifoliata*, *Andromeda polifolia* и *Eriophorum* sp. Моховой покров дифференцирован: сфагновые мхи приурочены в основном к основаниям кочек, тогда как в более обводнённых мочажинах доминируют зелёные мхи.



Рисунок 64. Болото Ванавара. Фото с дрона, выполненное Куприяновым Д.А. Красной стрелкой отмечено место отбора керна.

В ходе полевых работ была пробурена 250 см скважина, первые 182 см которой представлены торфом, затем до 210 см торф оглиненный, сменяющийся гитией оглиненной до глубины 220 см. Нижние 30 см до 250 см представлены тяжелым суглинком с включениями остатков трав.

Основание скважины датируется 12600 кал.л.н. (рис. 65). На глубинах 224 и 210 см в модели были указаны хиатусы. Первый хиатус указан в связи с тем, что на 224 см резко меняется гумификация, что говорит о резкой смене накопления отложений, а также из-за того, что на глубине 224 см полностью отсутствуют макрочастицы угля (при том что выше и ниже этой глубины их концентрации очень велики), то есть,

возможно, отложения были размыты, после чего их накопление началось заново. Затем на глубине 220 см суглинок сменяется на гиттию, которая на глубине 210 см сменяется торфом. Однако далее на глубине 210 см выделяется второй хиатус, поскольку между соседними датами очень большой возрастной разрыв (табл. 9), а также очень высокие концентрации мегачастиц угля под этими образцами, на основании чего можно предположить, что часть торфа была уничтожена пожаром. Скорость аккумуляции отложений в интервале 250-150 см (12600-2300 кал.л.н. (с учетом перерывов в осадконакоплении)) составляла 0.18 мм/год, а затем выросла до 0.33 мм/год в интервале 150-120 см (2300-1350 кал. л.н.). После скорость продолжала расти, достигнув 0.51 мм/год в интервале 120-71 см (1350-400 кал.л.н.), а затем выросла до 1.26 мм/год (71-20 см, 400-(-4) кал.л.н.) Последние 20 см прирастали со скоростью 3.58 мм/год.

В возрастной модели на глубинах 224 и 210 см выделены два перерыва осадконакопления (рис. 66). Первый хиатус обоснован резким изменением степени гумификации на глубине 224 см, что указывает на смену режима седиментации, а также полным отсутствием макрочастиц угля на этой глубине при их высоких концентрациях выше и ниже по разрезу. Это позволяет предположить размыв отложений с последующим возобновлением осадконакопления. На глубине 220 см суглинок сменяется гиттией, которая на глубине 210 см переходит в торф. Второй хиатус на глубине 210 см выделен на основании значительного возрастного разрыва между смежными радиоуглеродными датами (табл. 9), а также экстремально высоких концентраций мегачастиц угля в подстилающих образцах, что, вероятно, свидетельствует об уничтожении части торфяной толщи в результате пожара.

Скорость аккумуляции отложений в интервале 250–150 см (12 600–2300 кал. л. н.) с учётом перерывов в осадконакоплении составила 0,18 мм/год. В интервале 150–120 см (2300–1350 кал. л. н.) она возросла до 0,33 мм/год, в интервале 120–71 см (1350–400 кал. л. н.) – до 0,51 мм/год, а в интервале 71–20 см (400 кал. л. н. – настоящее время) достигла 1,26 мм/год. Верхние 20 см разреза накапливались со скоростью 3,58 мм/год.

По изменению потерь при прокаливании, степени гумификации и концентрации макрочастиц угля в разрезе болота Ванавара выделено четыре зоны (рис. 67).

Зона 1 (250–200 см). Включает отложения тяжёлого суглинка и гиттии. Внутренняя стратификация зоны осложнена наличием хиатуса на глубине 224 см и неоднозначной хронологией: выделяются интервалы 12 600–11 300, 7800–5350 и 5350–5150 кал. л. н. В интервале 250–210 см ППП постепенно возрастают с 9,7 до 31,2 %, затем резко увеличиваются до 96,5 %. Аналогичную динамику демонстрирует оптическая плотность: сначала медленный рост с 0,018 до 0,096, затем быстрое повышение до 0,279. Концентрация макрочастиц угля в нижних 10 см не превышает 30 частиц/см³, впоследствии возрастает до сотен частиц, достигая максимума более 1000 частиц/см³ (в том числе 138 мегачастиц). На глубине 224 см, соответствующей хиатусу, концентрация снижается до 22 частиц/см³. В интервале 223–207 см вновь фиксируются высокие значения (до 1000 частиц/см³, включая 128 мегачастиц). В последних 7 см зоны концентрация снижается до менее 30 частиц/см³, мегачастицы не превышают 5 частиц/см³. Морфотипы частиц преимущественно древесные, их доля в среднем превышает 70 %.

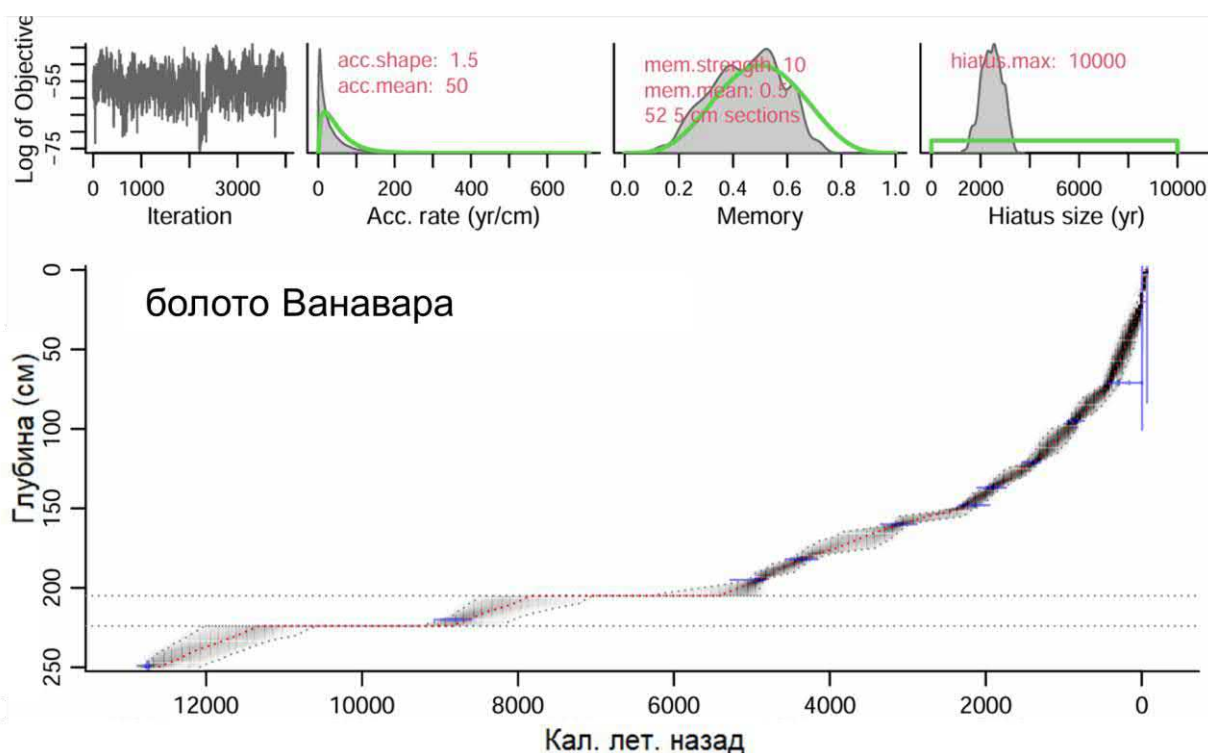


Рисунок 66. Модель роста отложений болота Ванавара.

Во второй зоне (200–71 см, 5150–400 кал.л.н.) все значения стабилизируются. ППП в среднем составляют 95.4%, оптическая плотность колеблется в интервале

0.175-0.325. В сравнении с предыдущей зоной количество макроуглей ничтожно мало – максимальное значение составляет 18 частиц/см³, а большая часть образцов пустая.

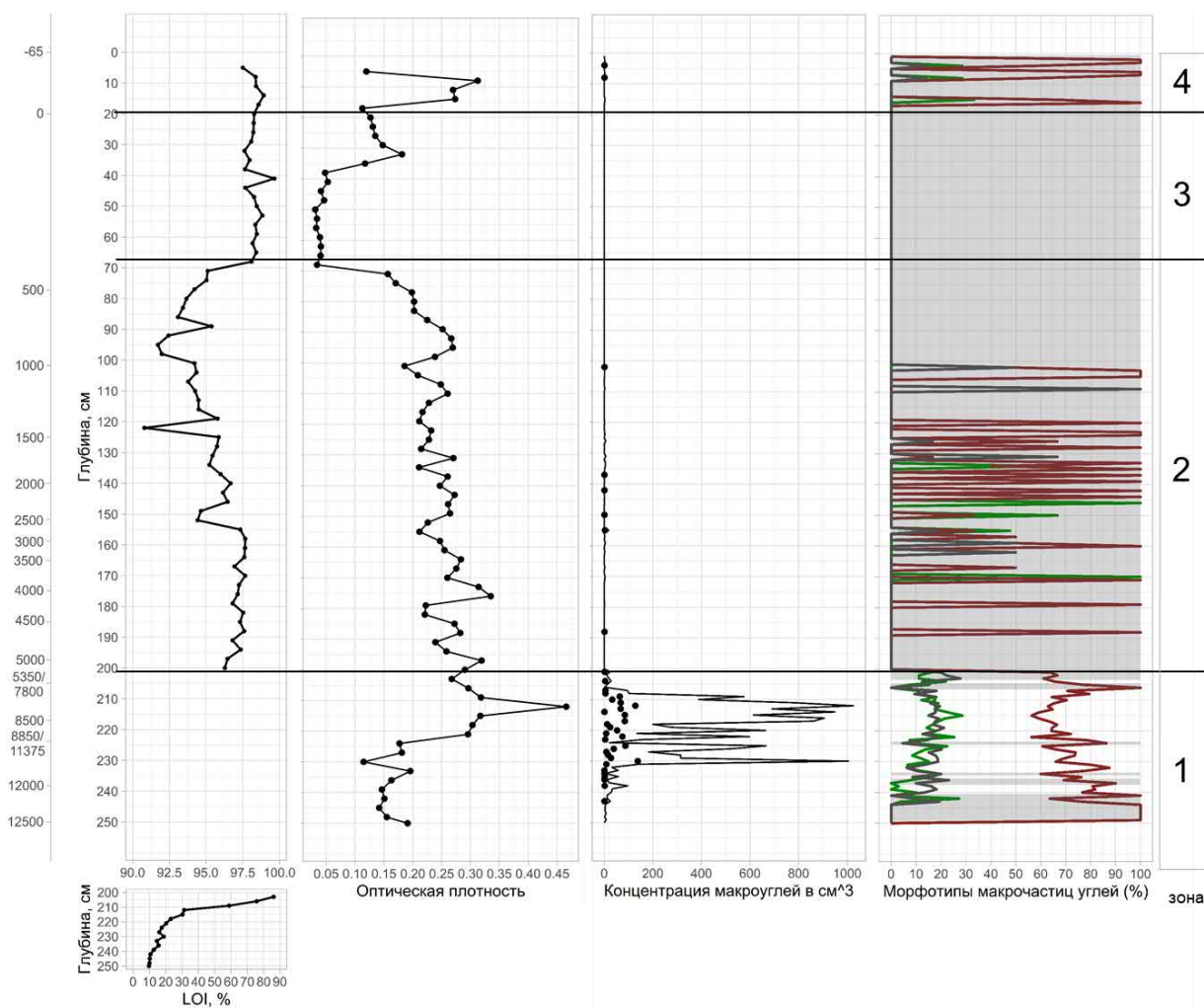


Рисунок 67. Изменение потерь при прокаливании (LOI), оптической плотности торфа, концентрации макрочастиц угля и соотношения морфотипов угля в залежи болота Ванавара. Серым фоном обозначены глубины с концентрацией макрочастиц угля менее 30 частиц/см³.

Зона 3 (71–20 см; 400 кал. л. н. – 4 г. н.). ППП возрастают до 97,5 %, оптическая плотность снижается в среднем до 0,08. Макрочастицы угля полностью отсутствуют.

Зона 4 (20–0 см; 4 г. н. – настоящее время). ППП остаются стабильными, оптическая плотность варьирует в интервале 0,111–0,307. Появляются единичные макрочастицы угля, однако их максимальная концентрация не превышает 10 частиц/см³.

Таким образом, в первой половине голоцена на месте современного болота Ванавара существовал водоём, в окрестностях которого происходили интенсивные локальные пожары, о чём свидетельствуют экстремально высокие концентрации угольных частиц. Около 5300 кал. л. н. начинается активное заболачивание, сопровождающееся практически полным прекращением поступления макрочастиц угля в осадки.

4.4.3 Пожарный режим на территории ключевого участка Ванавара в голоцене (болото Ванавара).

На ключевом участке Ванавара по данным болотного разреза выделено три периода смены пожарного режима (рис. 68).

Период 1 (12 600–11 700 кал. л. н.). Скорость аккумуляции макрочастиц угля не превышала 2 частиц/см²·год. С начала голоцена до 11 300 кал. л. н. происходит её резкое возрастание до 19 частиц/см²·год, что свидетельствует об интенсивных пожарах.

Период 2 (8700–7700 кал. л. н.). Выделен после хиатуса. Скорости аккумуляции макрочастиц угля сопоставимы с предыдущим периодом.

Период 3 (5150 кал. л. н. – настоящее время). Скорости аккумуляции макрочастиц угля крайне низкие (менее 1 частиц/см²·год), в большинстве образцов угольные частицы отсутствуют. В то же время, согласно современным данным (Dvornikov et al., 2022), на участке Ванавара пожары в настоящее время отличаются наибольшей площадью и частотой среди всех ключевых участков.

Низкие концентрации макрочастиц угля в торфе болота Ванавара может быть связана с особенностями аккумуляции угля в этом болоте. Так, по данным исследования озёр в Тунгусском заповеднике (Рогозин и др., 2022), в ближайшем к Подкаменной Тунгуске озере Заповедное средняя скорость аккумуляции макрочастиц угля составила 0,4 частиц/см²·год, а максимальные пики достигали 1 частиц/см²·год. В то же время в более удалённом озере Чеко скорости аккумуляции в последние 200 лет значительно выше (в среднем 2 частиц/см²·год, с пиками до 15 частиц/см²·год), что сопоставимо с показателями, зафиксированными в болотах на других ключевых участках за аналогичный период. Для дальнейших исследований

более перспективными могут оказаться плакорные болота, однако их труднодоступность не позволила изучить их в рамках данной работы.

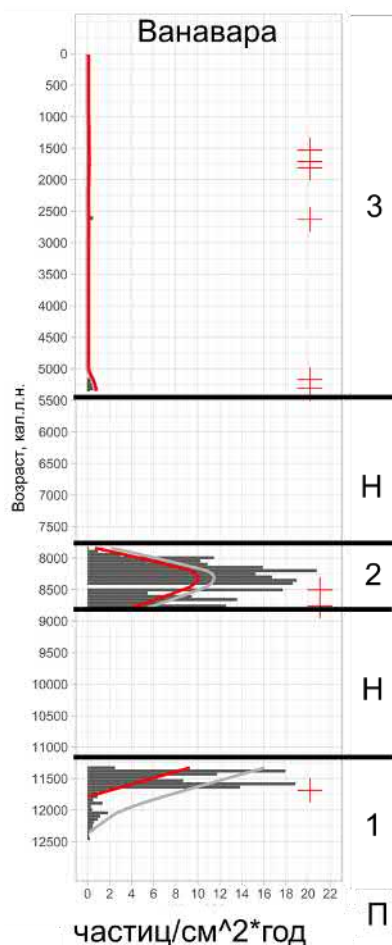


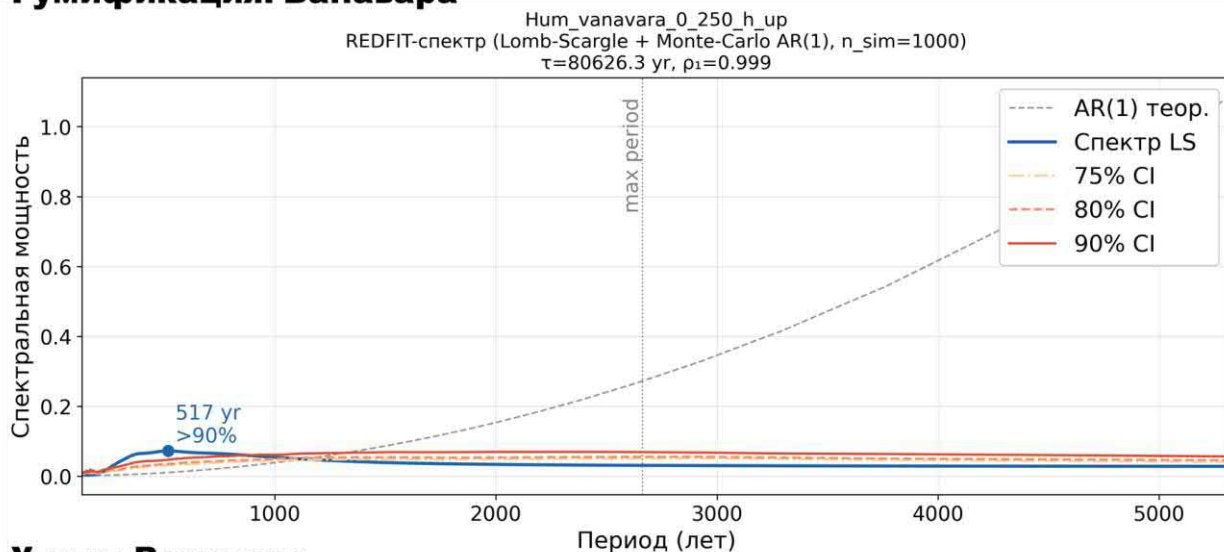
Рисунок 68. Выделение этапов смены пожарной активности по пикам скорости аккумуляции макрочастиц угля; Скорости аккумуляции макрочастиц угля в торфе для болота Ванавара. Литерой Н обозначены хиатусы.

По макроуглям в болоте Ванавра циклическая составляющая проявляется слабо (рис. 68). Так, для верхней части болота явных циклов не проявляется, только то что возможно наличие циклов длительностью 800-1600 лет. Но поскольку концентрации, а соответственно и скорости макроуглей малы, а часто угольки отсутствуют вовсе, то конкретные изменения амплитуды не отличаются от белого шума. В нижней части ярко и достоверно выделяется 600-летний цикл изменчивости.

В результате спектрального анализа данных по гумификации был выявлен цикл длительностью 500 лет с доверительной значимостью более 90% для болота Ванавара (рис. 69 По макрочастицам угля для Дальнего были короткие циклы

длительностью до 180 лет. Однако, поскольку в этом болоте данные о количестве макроуглей единичны и как правило равны нулю (рис. 66), то нельзя говорить о действительном существовании этих циклов.

Гумификация: Ванавара



Уголь: Ванавара

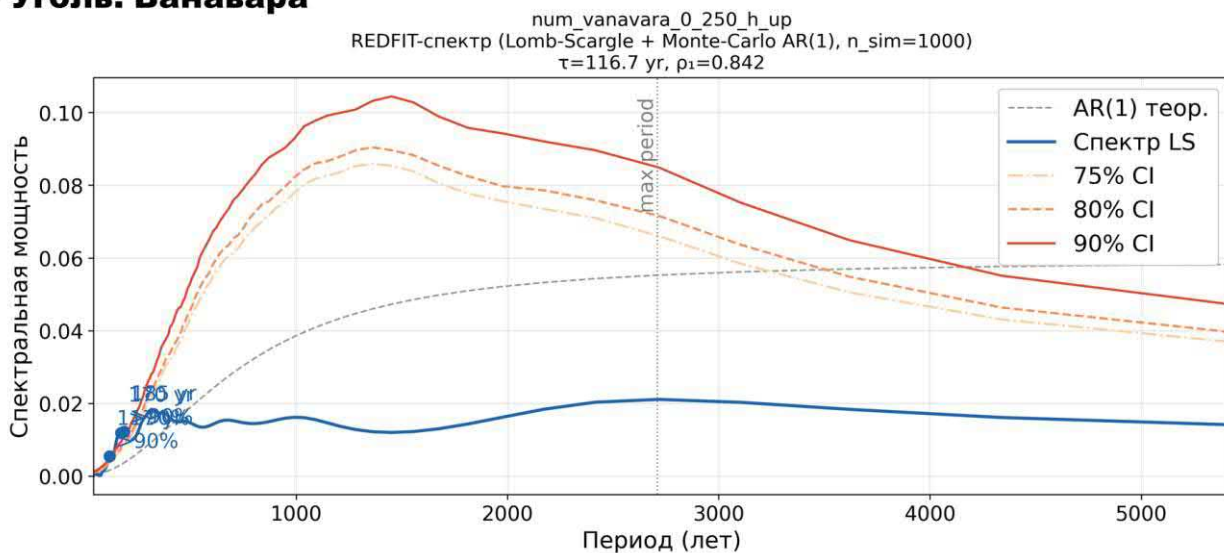


Рисунок 69. Результаты спектрального анализа рядов гумификации и макрочастиц угля для разреза Ванавара по методу REDFIT (Lomb–Scargle + модель красного шума $AR(1)$) (Schulz, Mudelsee, 2002) с доверительными уровнями 75, 80 и 90%. Синяя линия показывает оценку спектральной мощности, пунктирная серая – теоретический спектр $AR(1)$, цветные кривые – пороги значимости, точки отмечают частоты, на которых мощность статистически превышает модель красного шума.

Статистически отличимый от красного шума 500-летний цикл локализуется в интервале 5200-2500 кал.л.н., при этом имеет очень слабую амплитуду, поскольку большая часть мощности спектра приходится на другие значения (рис. 70), которые, тем не менее, не отличимы от красного шума.

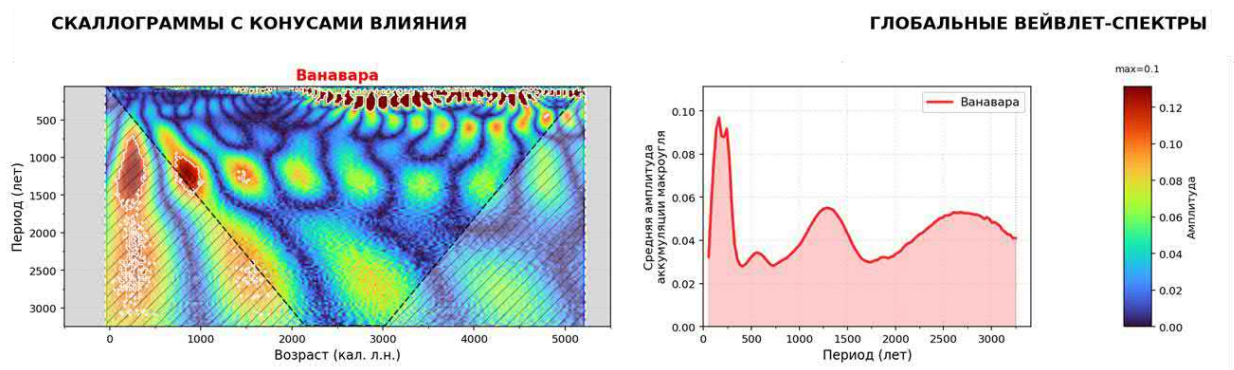


Рисунок 70. Вейвлет-анализ гумификации торфа для болота Ванава. Белыми линиями на скалограммах выделены области значимости.

Глава 5. Пожары в Приенисейской Сибири в голоцене

5.1 Особенности пожарного режима на территории Приенисейской Сибири в голоцене.

Анализ полученных данных позволил выявить отчётливые пространственно-временные закономерности лесных пожаров в голоцене на территории Приенисейской Сибири (рис. 71). На региональной интегральной z-оценке выделяются пять этапов повышенного сгорания биомассы: 11 700–9700 кал. л. н. (отмечен только в записи болота Ванавара), 7700–5700, 5000–4200, 2000–1000 кал. л. н., а также этап с 500 кал. л. н. до настоящего времени. Эти периоды чередуются с интервалами резкого ослабления или практически полного прекращения пожаров, обусловленными, прежде всего, климатическими колебаниями увлажнённости и температур. Наибольшие абсолютные значения скоростей аккумуляции макрочастиц угля и наиболее высокие z-оценки характерны для ключевого участка Тура, тогда как на остальных ключевых участках они как правило ниже, а записи содержит большой удельный вес фоновый низкоинтенсивный сигнал. Это, по всей видимости, отражает разницу в степени континентальности климата: более влажные условия в Туруханске и Игарке препятствуют накоплению сухого горючего материала, тогда как Центральная Эвенкия, представленная ключевым участком Тура, является одним из наиболее континентальных районов региона.

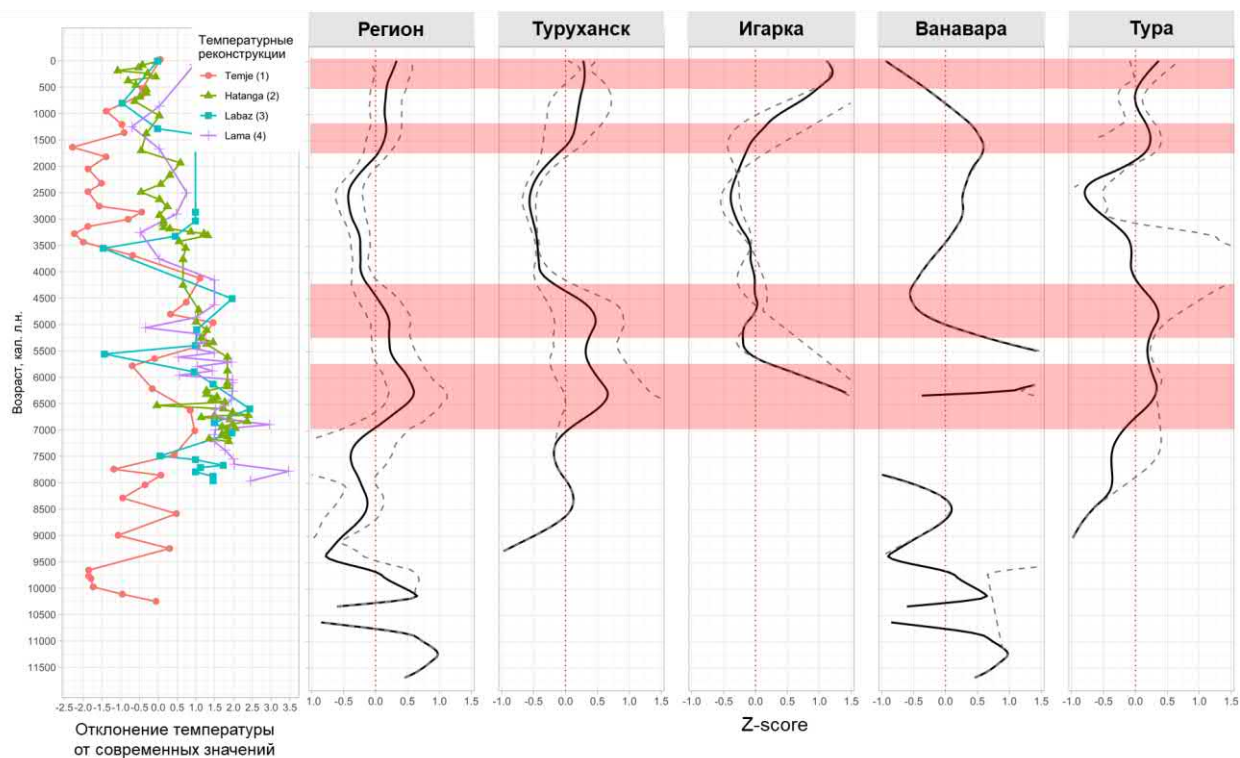


Рисунок 71. Тенденции аккумуляции макрочастиц угля на ключевых участках и в общем по региону на основании z-оценки, с 500-летним сглаживающим окном и 95% доверительными интервалами бутстрапа (500 циклов). Пунктирными линиями указан 95% доверительный интервал. Красными полосами отмечены периоды с наибольшим сгоранием биомассы. Ближайшие реконструкции июльских температур по Nazarova et.al., 2013 (1), Klemm et.al., 2016 (2), Andreev et.al., 2002 (3), Andreev et.al., 2004 (4)

Наиболее древние и мощные пожары раннего голоцена зафиксированы только на ключевом участке Ванавара, что согласуется с общей тенденцией увеличения интенсивности пожаров в Северном полушарии в этот период (Sim et al., 2023). В интервале ~9200–8700 кал. л. н. концентрации макроуглей в Ванаваре в отдельных горизонтах достигали 1000 и более частиц/см³, после чего резко снижались приблизительно с 8600 кал. л. н. На участке Тура непрерывные данные о пожарах за это время отсутствуют, однако высокие концентрации макроуглей под торфом возрастом 8500 кал. л. н. свидетельствуют о крупном пожаре, предшествовавшем заболачиванию.

В интервале 8700–8000 кал.л.н. фиксируются единичный привнос макрочастиц угля в Туруханске и фоновый привнос без пиков в Туре. Высокие скорости

аккумуляции макрочастиц угля отмечаются только в Ванаваре, что, возможно, связано с самым южным положением этого участка из всех рассматриваемых. Высокий привнос угля в Ванаваре совпадает с потеплением климата в северных районах (Andreev et al., 2002; Andreev et al., 2004), при этом на юге Сибири, фиксируется максимальное количество осадков (Columbu et al., 2023; Margerum et al., 2025).

В Западной Сибири в этот же интервал также отмечается повышенный привнос макроуглей, хотя его абсолютные значения остаются относительно невысокими (Feurdean et al., 2022; Pupysheva, Blyakharchuk, 2024). В Якутии пожары фиксируются с ~8300 кал. л. н. (Katamura et al., 2009; Glückler et al., 2022). В отличие от Туры и Игарки, в Якутии не наблюдается выраженного снижения пожарной активности в интервале 8700–7700 кал. л. н., а напротив, наблюдается рост, как в Ванаваре в то же время.

Следующий крупный этап усиления пожаров (7700–4300 кал. л. н.) включает временной интервал термического максимума голоцена: z-оценки большинства участков устойчиво остаются выше нуля на протяжении нескольких тысяч лет, а региональный сигнал особенно мощен в интервале 7700–5700 кал. л. н. Наибольшая амплитуда зафиксирована на участке Тура (z-оценки достигают 1–1,5 стандартных отклонений), тогда как на Туруханске Игарке изменения менее выражены, что ещё раз подчёркивает роль континентальности климата и усиления реакции пожарного режима на климатические колебания.

Повышенная пожарная активность в этот период обусловлена сочетанием высоких летних температур (Nazarova et al., 2013; Klemm et al., 2016; Andreev et al., 2002, 2004), увеличивавших испаряемость и иссушавших напочвенный покров, с относительно умеренным или пониженным количеством осадков. По данным спелеотем из Красноярска (Columbu et al., 2023), в интервале 7000–6000 кал. л. н. условия были более сухими, чем в предшествующем периоде, а реконструкция условий увлажнения климата Южной Сибири по озёрным отложениям (Dirksen et al., 2007) также указывает на снижение влагообеспеченности в первой половине среднего голоцена (7000–5100 кал. л. н.).

Схожая картина наблюдается в соседних регионах. В Якутии скорости аккумуляции макрочастиц угля также высоки в интервале 7000–6000 кал. л. н.

(Katamura et al., 2009; Glückler et al., 2022). В Западной Сибири наиболее интенсивные пожары в целом приходятся на период до 6000 кал. л. н., хотя региональная картина более неоднородна (Feurdean et al., 2022; Pupyshcheva, Blyakharchuk, 2024; Ryabogina et al., 2024).

На всех ключевых участках, за исключением Ванавары, около 5700–5000 кал. л. н. фиксируется выраженный перерыв или резкое ослабление пожаров. Длительность этого перерыва варьирует: около 500 лет в Туре, ~1000 лет в Туруханске и до ~2000 лет в Игарке. Столь существенные различия, по всей видимости, обусловлены разной степенью континентальности климата. Прекращение пожаров в этот интервал связано прежде всего с похолоданием и увлажнением климата: увеличением количества осадков, зафиксированным по палинологическим данным на Таймыре (Andreev et al., 2002), понижением летних температур (Andreev et al., 2002; Andreev et al., 2004; Nazarova et al., 2013; Klemm et al., 2016), а также увеличением влагообеспеченности в Южной Сибири приблизительно с 5100 кал. л. н., реконструированной по палинологическим данным (Dirksen et al., 2007) и увеличением влажности по данным спелеотем из района Красноярска в интервале 6000–5000 кал. л. н. (Columbu et al., 2023).

В Якутии в тот же период скорости аккумуляции макрочастиц угля резко снижаются – хотя накопление угля не прекращается полностью (Katamura et al., 2009; Glückler et al., 2022), что соответствует перерыву, установленному в нашем исследовании. Так, в озёрах в окрестностях Якутска возобновление пожаров датируется 4300–4000 кал. л. н., после чего их интенсивность вновь быстро снижается (Katamura et al., 2009), тогда как на территории, расположенной на ~600 км западнее, пожары активизируются в интервале 5000–4400 кал. л. н. (Glückler et al., 2022). В Западной Сибири наиболее интенсивные пожары наблюдаются до 6000 кал. л. н. с небольшим увеличением около 4000 кал. л. н. (Feurdean et al., 2022; Pupyshcheva, Blyakharchuk, 2024; Ryabogina et al., 2024).

В интервале 4200–2000 кал. л. н. пожары практически прекращаются на всех ключевых участках, за исключением Туры, где они фиксируются в интервале 3700–2700 кал. л. н.: z-оценки всех ключевых участков, кроме Туры, находятся ниже нуля или стремятся к нему. Данный период соответствует снижению температур в регионе (Andreev et al., 2002; Andreev et al., 2004; Nazarova et al., 2013; Klemm et al.,

2016) при относительно стабильном или несколько возросшем количестве осадков (Andreev et al., 2002; Margerum et al., 2025). Реконструкция условий увлажнения в Центральной Азии (Lan et al., 2020) указывает на наиболее влажные условия в интервалах 4000–3780 и 3590–3210 кал. л. н.

Практически полное исчезновение пожаров в это время (4200–2000 кал. л. н.) наблюдается также в Якутии (Katamura et al., 2009; Glückler et al., 2022), на плато Путорана (Novenko et al., 2022), а в Западной Сибири – в районе Томска (Feurdean et al., 2022). В районе слияния Иртыша и Оби интенсивность пожаров не изменяется (Purysheva, Blyakharchuk, 2024), тогда как на юго-западе равнины она, напротив, резко возрастает – и это возрастание связано прежде всего с усилением антропогенного воздействия (Ryabogina et al., 2024).

Исключением стал ключевой участок Тура, где пожарный период 3700–2700 кал. л. н. чётко выделяется (рис. 71) Этот же эпизод подтверждается данными по плато Путорана (озеро Глухое, Novenko et al., 2022) и предыдущими работами в самой Туре (Мазей и др., 2021). Вероятно, пожары на этом участке сохранялись благодаря, очевидно, наибольшей континентальности климата района, а также, возможно, орографическим особенностям: сочетание расчленённого рельефа с чередованием заболоченных склонов и более сухих лиственничных и берёзовых сообществ на водоразделах, что обеспечивает постоянный резерв высоковоспламеняемого топлива даже в условиях общего повышения увлажнённости. Согласно данным по условиям влагообеспеченности климата Южной Сибири (Dirksen et al., 2007), в интервале 3600–2800 кал. л. н. выявлены относительно сухие условия. Реконструкция влажности в Центральной Азии (Lan et al., 2020) частично совпадает с этим периодом: авторами отмечается снижение увлажнённости в интервале 3210–2800 кал. л. н., связываемое в этом районе с ослаблением западного переноса.

В интервале 2700–2000 кал. л. н. следов пожаров не обнаруживается во всем регионе. По данным Dirksen et al. (2007), около 2700 кал. л. н. фиксируется усиление увлажнённости в Южной Сибири, а реконструкция условий влагообеспеченности Центральной Азии (Lan et al., 2020) указывает на влажный эпизод в интервале 2800–2160 кал. л. н., что согласуется с прекращением пожаров на Туре в это время. В этот же период на западе Якутии отмечаются низкие скорости аккумуляции макрочастиц

угля (Glückler et al., 2022), а в районе Якутска макрочастицы не обнаруживаются (Katamura et al., 2009). В Западной Сибири в этот интервал сохраняются участки с низким, но не нулевым сигналом, а к концу позднего голоцена (после ~3000–2500 кал. л. н.) в юго-западных районах (лесостепь, горные области) начинается устойчивое усиление пожаров, вероятно, связанное с антропогенной активностью (Feurdean et al., 2022; Ryabogina et al., 2024).

В интервале 2000–1000 кал. л. н. в регионе отмечается умеренное возрастание частоты пожаров и скоростей аккумуляции угля. Слабые, но различимые пики z-оценки фиксируются на участках Туруханск, Ванавара и Игарка (рис. 71). В последнем случае увеличение концентрации выявлено только в разрезе Игарка-2, однако оно, по всей видимости, имеет современное происхождение: удревнение, скорее всего, связано с выпадением угля на поверхность разрушающегося мерзлотного бугра пучения. Наиболее выраженный рост z-оценки в этот период наблюдается на ключевом участке Тура, что, вероятно, вновь отражает локальные орографические особенности и высокую континентальность климата Центральной Эвенкии.

После 1500 кал. л. н. по большинству реконструкций намечается рост летних температур (Nazarova et al., 2013; Klemm et al., 2016), что совпадает с нарастанием z-оценки в Туруханске и Ванаваре. Однако по другим данным температура, напротив, снижалась (Andreev et al., 2004). Схожие тенденции – слабый рост угольного сигнала в интервале 2000–1000 кал. л. н. – прослеживаются на плато Путорана (Novenko et al., 2022), а также в Западной Сибири (Feurdean et al., 2022; Pupysheva, Blyakharchuk, 2024).

При общей слабой тенденции к росту температур (Andreev et al., 2002; Andreev et al., 2004; Nazarova et al., 2013; Klemm et al., 2016) в интервале 1000–500 кал. л. н. пожарная активность на всех ключевых участках прекращается или становится крайне слабой (рис. 71). Это снижение хорошо согласуется с данными по плато Путорана (Novenko et al., 2022), Якутии (Katamura et al., 2009; Glückler et al., 2022) и Западной Сибири (Feurdean et al., 2022; Pupysheva, Blyakharchuk, 2024; Ryabogina et al., 2024). Следует отметить, что авторы Ryabogina et al. (2024) также выявили снижение пожарной активности в более тёплое время и связывают это со снижением антропогенной нагрузки.

В интервале 500 кал. л. н. – настоящее время на большинстве ключевых участков наблюдается выраженный рост z-оценки и скоростей аккумуляции макрочастиц угля (рис. 71). По данным для юго-запада Западной Сибири (Ryabogina et al., 2024), в тот же интервал фиксируется резкий рост пожарной активности. Небольшой рост скоростей аккумуляции отмечается также в Якутии (Katamura et al., 2009; Glückler et al., 2022), на плато Путорана (Novenko et al., 2022) и в Западной Сибири (Feurdean et al., 2022; Pupyshcheva, Blyakharchuk, 2024). На ключевых участках Туруханск, Игарка и Ванавара максимальный рост скоростей аккумуляции макрочастиц угля вероятнее всего связан с русским освоением этих регионов.

Особого внимания заслуживает ключевой участок Тура: пожары здесь возобновляются около 500 кал. л. н., что хорошо согласуется с дендрохронологической реконструкцией частоты пожаров, согласно которой пожары отмечаются с XVI века (Харук и др., 2005). Тот факт, что рост пожарной активности на Туре начинается ещё до основного пика антропогенного освоения, свидетельствует о ведущей роли климатического фактора в этом интервале.

Таким образом выделены общие для изученной территории интервалы повышения пожарной активности: 11 700–9700, 7700–5700 и 5000–4200, 2000–1000 кал. л. н., а также 500 кал. л. н. — настоящее время. Они разделены фазами резкого ослабления или полного прекращения пожаров (8500–7700, 5700–5000 и 4200–2000 кал. л. н.), в течение которых имело место повышение увлажнённости климата, тогда как для периодов усиления пожаров были характерны высокие температуры в сочетании с пониженным количеством осадков. Региональные различия в синхронности и выраженности этих этапов определяются прежде всего градиентом континентальности климата: наиболее высокие z-оценки и наиболее быстрая реакция пожарного режима на климатические перестройки характерны для ключевого участка Тура, тогда как в Туруханске и Игарке та же перестройка выражена слабее. В целом выявленные тенденции сопоставимы с динамикой пожаров в Якутии и Западной Сибири, хотя сравнение обнаруживает пространственную неоднородность в длительности и интенсивности отдельных эпизодов. Особое положение занимает ключевой участок Тура, для которого характерны наибольшая интенсивность пожаров и максимальные скорости аккумуляции макрочастиц угля, а также дополнительный интервал роста пожарной

активности (3700–2700 кал. л. н.), не фиксируемый на других ключевых участках, что связано с сочетанием высокой континентальности климата Центральной Эвенкии и специфики рельефа плато.

5.2 Сравнение изменения пожарной активности в Приенисейской Сибири с Европой и Сибирью в голоцене.

Как уже было показано в части 5.1, в целом пожарный режим в Приенисейской Сибири имеет как схожие с соседними регионами этапы, так локальные особенности. Чтобы выявить как общие с мировыми тенденциями, так и характерные для изучаемого региона подъемы и спады пожарной активности в голоцене, были использованы данные по сопредельным территориям, а также по Северной Азии и Европе (рис. 72).

По Европейским регионам и Якутии были взяты данные, представленные в открытом доступе в Global Charcoal Database (Blarquez et.al., 2014). Данные по Западной Сибири были предварительно собраны из работ (Startsev et.al., 2022; Пупышева, Бчяхарчук, 2024; Ryabogina et.al., 2024; Pupyshcheva, Blyakharchuk, 2025; Трубицына и др., 2025). Сибирские и Европейские оценки очень сильно отличаются, поскольку Европейские очень сильно усредняют друг друга за счет большого набора данных, что делает их более плавными, в то время как в Сибирских из-за малого набора вклад отдельных объектов может приводить к росту амплитуд z-оценок (рис. 72).

Фенноскандия характеризуется преимущественно слабо выраженным пожарным режимом в течение большей части голоцена: z-оценки колеблются вблизи нуля, иногда уходя в слегка отрицательную область. В позднем голоцене, примерно после 2–1,5 тыс. кал. л. н., кривая демонстрирует устойчивый подъём и выход в положительные значения, отражая усиление пожаров в последние столетия.

В Центральной Европе ранний и средний голоцен отмечен умеренно положительными z-оценками без резких пиков, с плавным ростом к середине интервала. В позднем голоцене, от ~3 тыс. кал. л. н. к настоящему времени, наблюдается чёткий монотонный тренд к усилению пожарной активности, достигающий максимума в новейший период.

Западная Европа демонстрирует более контрастный ход кривой: ранний и средний голоцен представлены серией широких максимумов и минимумов, чередующихся примерно с периодом 2–3 тыс. лет. В позднем голоцене также сохраняется волнообразная структура с попеременными фазами усиления и ослабления, без столь однозначного роста, как в Центральной Европе.

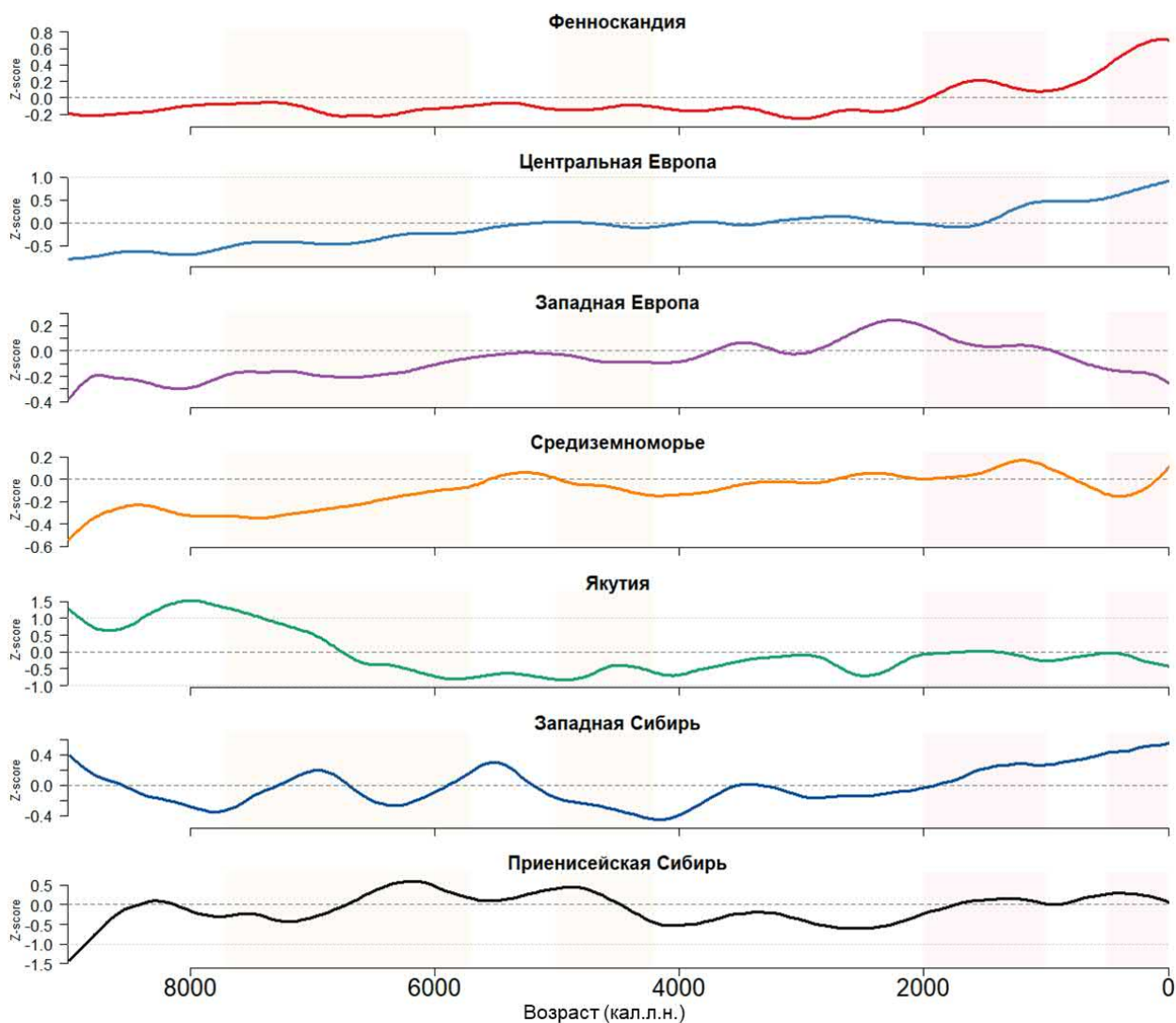


Рисунок 72. Z-оценки для Европы (Фенноскандия, Центральная Европа, Западная Европа, Средиземноморье) и Сибири (Якутия, Западная Сибирь) по данным Global Charcoal Database (Blarquez et al., 2014) и региона исследований. Для Западной Сибири данные брались из работ (Startsev et al., 2022; Пупышева, Бчхарчук, 2024; Ryabogina et al., 2024; Pupyshova, Blyakharchuk, 2025; Трубицына и др., 2025). Цветом указаны ранее выделенные в Приенисейской Сибири интервалы роста пожарной активности.

Средиземноморье в раннем голоцене показывает умеренную положительную аномалию пожарной активности, затем спад к отрицательным значениям. В среднем голоцене кривая вновь поднимается в область положительных z-оценок, что свидетельствует о длительном периоде повышенного сгорания биомассы, после чего в позднем голоцене следует ослабление и новый подъём ближе к современности.

Для Якутии ранний и средний голоцен характеризуются сочетанием слабopоложительных и отрицательных аномалий без ярко выраженного, длительного максимума. В позднем голоцене, начиная примерно с 3–2,5 тыс. кал. Л. н., кривая постепенно поднимается, однако остаётся близкой к нулю, отражая относительно сдержанное усиление пожаров по сравнению с европейскими областями.

Западная Сибирь демонстрирует несколько отчётливых «горбов» положительных z-оценок, разделённых минимумами, что указывает на повторяющиеся волны усиления и ослабления пожарной активности на масштабе нескольких тысяч лет. В позднем голоцене виден общий рост до устойчиво положительных значений, хотя амплитуда этого подъёма несколько ниже, чем в наиболее сильно изменившихся регионах Европы.

Приенисейская Сибирь отличается наиболее контрастной динамикой: в раннем–среднем голоцене выделяется крупный максимум пожарной активности, затем в интервале примерно 4–2 тыс. кал. Л. н. кривая опускается к нулю и ниже, что отражает фазу ослабления или прекращения пожаров. В последние 2 тыс. лет наблюдается новое усиление с формированием позднеголоценового максимума, сопоставимого по амплитуде с ранне- и среднеголоценовыми подъёмами.

С помощью скользящей корреляции с шириной окна 700 лет рассмотрим периоды, когда пожары в этих регионах были схожи, отличны или не имели связи с Приенисейской Сибирью (рис. 73).

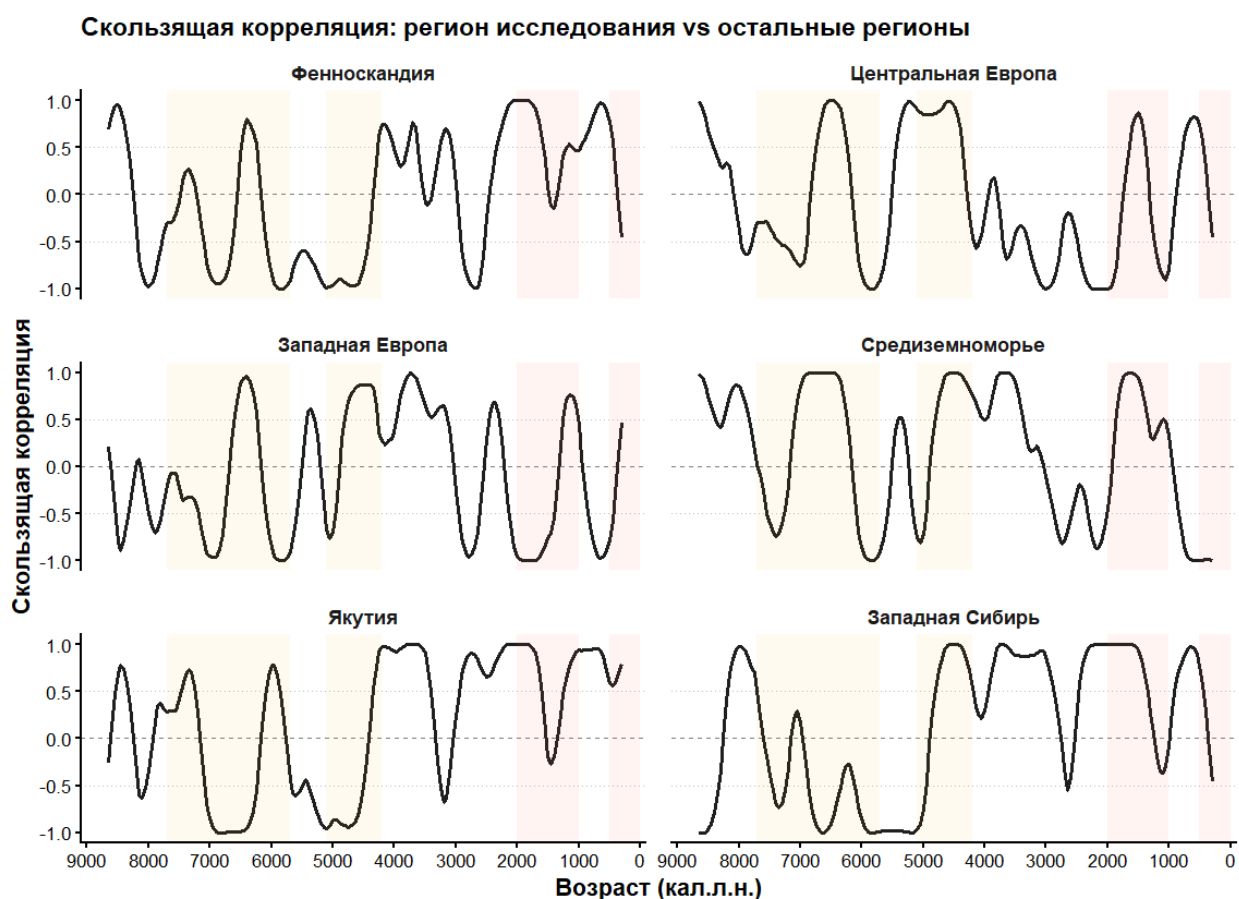


Рисунок 73. Скользящая корреляция Спирмена с окном 700 лет между Приенисейской Сибирью и остальными регионами. Цветом указаны ранее выделенные в Приенисейской Сибири интервалы роста пожарной активности.

В интервале 9000–4500 кал. л. н. связь между Приенисейской Сибирью и Фенноскандией была преимущественно отрицательной, несмотря на отдельные кратковременные слабоположительные эпизоды. После 4500 кал. л. н. характер соотношения изменяется: до примерно 2500 кал. л. н. преобладает слабоположительная корреляция, что указывает на усиление синхронности между регионами. Около 2500 кал. л. н. фиксируется кратковременный отрицательный эпизод, после которого связь вновь становится преимущественно положительной и сохраняет этот характер вплоть до современности.

Корреляция с Центральной Европой характеризуется наиболее резкими и частыми изменениями, что затрудняет выделение продолжительных устойчивых фаз. В ранней части ряда наблюдаются положительные значения, однако уже в среднем голоцене они неоднократно сменяются отрицательными минимумами. Наиболее выраженный положительный интервал приходится приблизительно на

5000–3500 кал. л. н., после чего связь вновь становится нестабильной, с быстрыми переходами от положительных к отрицательным значениям. Такая динамика может указывать на отсутствие долговременной устойчивой сопряженности и на сильную зависимость корреляции от кратковременных фазовых сдвигов.

В интервале 9000–5000 кал. л. н. связь с Западной Европой крайне неустойчива: значения корреляции быстро меняются, а положительные и отрицательные фазы чередуются без выраженного устойчивого режима. Поэтому данный отрезок можно интерпретировать скорее как период отсутствия стабильной связи. В интервале 5000–3000 кал. л. н. формируется умеренно положительная корреляция, отражающая временное усиление согласованности динамики. После 3000 кал. л. н. связь вновь становится неустойчивой, с чередованием выраженных положительных и отрицательных эпизодов.

Для Средиземноморья прослеживается более отчетливая фазовая структура. До 6000 кал. л. н. корреляция преимущественно положительная, что указывает на сходную направленность изменений в раннем голоцене. В интервале 6000–5000 кал. л. н. наблюдается отрицательная связь. Затем, в период 5000–3000 кал. л. н., корреляция вновь становится положительной. В интервале 3000–2000 кал. л. н. корреляция преимущественно отрицательная. Между 2000 и 1000 кал. л. н. фиксируется новый положительный этап, после которого корреляция переходит в отрицательную область.

В отличие от большинства удаленных европейских регионов, Якутия демонстрирует преимущественно положительную связь с Приенисейской Сибирью уже в интервале 9000–4500 кал. л. н. При этом положительная корреляция не является непрерывной: в ряде участков фиксируются локальные отрицательные отклонения, отражающие кратковременное нарушение синхронности. После 4500 кал. л. н. положительная связь становится более выраженной и устойчивой, особенно в позднем голоцене.

Для Западной Сибири характерна наиболее понятная смена фаз. До примерно 8000 кал. л. н. наблюдается положительная корреляция с Приенисейской Сибирью. В интервале около 7500–5000 кал. л. н. связь становится преимущественно отрицательной, что указывает на асинхронность динамики в среднем голоцене. После 5000 кал. л. н. корреляция вновь переходит в положительную область и в

целом сохраняет этот характер до современности, несмотря на отдельные кратковременные снижения. Западная Сибирь, таким образом, демонстрирует одну из наиболее устойчивых позднеголоценовых положительных связей с Приенисейской Сибирью.

В целом представленные графики показывают, что характер связи между Приенисейской Сибирью и другими регионами существенно менялся во времени. Наиболее устойчивые и длительные положительные корреляции наблюдаются для соседних или близких североазиатских регионов, прежде всего Якутии и особенно Западной Сибири. Это может отражать большую общность региональных факторов, определявших динамику исследуемого показателя.

Сходство между Якутией и Западной Сибирью проявляется в преобладании положительной связи во второй половине голоцена. При этом Западная Сибирь отличается выраженной отрицательной фазой в интервале 7500–5000 кал. л. н., тогда как в Якутии в период 9000–4500 кал. л. н. связь в целом остается положительной, хотя и с локальными отрицательными эпизодами.

Западная Европа и Центральная Европа выделяются высокой нестабильностью корреляции. Для Западной Европы устойчивый положительный этап ограничен преимущественно интервалом 5000–3000 кал. л. н., тогда как до и после этого периода связь выражена слабо или неустойчиво. Центральная Европа демонстрирует еще более быстрые изменения, что может указывать на отсутствие длительной синхронности с Приенисейской Сибирью и на большую роль кратковременных региональных факторов. Среди европейских регионов преимущественно высокие по модулю корреляции демонстрируют Фенноскандия (отрицательная корреляция – противофаза) и Средиземноморье (положительная корреляция – синфазность), но в основном до 5000 кал.л.н. После в Фенноскандии это связь разрушается, и она становится слабopоложительной до 3000 лет, после чего остается преимущественно положительной. В Средиземноморье отмечается переход к отрицательной связи между 5000-6000 кал.л.н., 2000-3000 кал.л.н. и 600 кал.л.н.

Интересной особенностью Приенисейской Сибири по сравнению с рассматриваемыми регионами стал интервал 5700-5100 кал.л.н., который имеет отрицательную корреляцию со всеми регионами, то есть отмечаемое нами снижение

уникально для изучаемого региона, поскольку в остальных регионах наблюдался рост пожарной активности.

Высокая по модулю корреляция, особенно положительная корреляция Якутии и Западной Сибири с Приенисейской Сибирью после 5000 кал. л. н., может быть объяснена географической близостью регионов и общностью североазиатских климатических факторов. Однако высокая по модулю корреляция с Фенноскандией (отрицательная) и Средиземноморьем (положительная) требует отдельного объяснения, поскольку эти регионы значительно удалены от района исследования и демонстрируют противоположный знак связи.

Возможным объяснением этой закономерности может быть влияние Североатлантического колебания, поскольку NAO является одним из главных режимов атмосферной циркуляции, определяющих распределение температуры и осадков в Североатлантическом секторе и Европе (Hurrell, 1995; Hurrell, van Loon, 1997; Trigo et al., 2002). Положительная фаза NAO связана с усилением западного переноса и смещением траекторий циклонов к северу, что приводит к увеличению увлажнения в Северной Европе и, напротив, к более сухим условиям в Южной Европе и Средиземноморье (Hurrell, 1995; Trigo et al., 2002; Seager et al., 2020). Поэтому противоположный знак связи Приенисейской Сибири с Фенноскандией и Средиземноморьем может отражать не прямую региональную сопряженность, а общий отклик на крупномасштабную циркуляцию: при условиях, благоприятных для усиления пожаров в Приенисейской Сибири, пожарная активность в Средиземноморье также возрастает, тогда как в Фенноскандии при увеличении увлажнения, напротив, снижается.

Такая интерпретация согласуется с результатами Florescu et al. (2019), которые показали, что голоценовая пожарная активность в Европе была связана с событиями ледового разноса в Северной Атлантике и крупномасштабными изменениями влагообеспеченности, причём отклик северной и среднеширотной Европы мог различаться по знаку. Важным является не только совпадение отдельных фаз, но и само наличие пространственно неоднородного отклика пожарной активности на североатлантические климатические события. Близкий по смыслу гидроклиматический механизм был предложен Benito et al. (2015): по их данным, распределение фаз усиления наводнений в Европе и Северной Африке в голоцене

связано с кратковременной климатической изменчивостью, а в западном Средиземноморье фазы повышенной частоты наводнений приурочены к отрицательной NAO. Следовательно, снижение пожарной активности в Средиземноморье в отдельные интервалы может быть связано с усилением увлажнения, тогда как рост пожарной активности соответствует более сухим условиям.

Отдельно следует подчеркнуть, что современный пожарный режим Сибири, согласно ряду работ, в значительной степени определяется влиянием крупномасштабных атмосферных осцилляций, включая АО и NAO. Balzter et al. (2005) показали, что межгодовая изменчивость площади пожаров в Средней Сибири за 1992–2003 гг. лучше всего объясняется комбинацией индекса Арктической осцилляции и летних температур; эта модель объясняла около 80% дисперсии пожарной активности. Более поздняя работа Zhu et al. (2021) напрямую связывает асимметричные тренды пожаров в Западной и Восточной Сибири с положительными фазами АО и NAO: усиление переноса влаги подавляет пожары в Западной Сибири, тогда как восточнее, вследствие снижения влагообеспеченности и роста засушливости, пожарная активность усиливается. Это особенно важно для интерпретации данных из Приенисейской Сибири, поскольку регион занимает промежуточное положение между западносибирским и восточносибирским типами отклика. Дополнительно Zhao et al. (2022) показали, что NAO влияет на межгодовую изменчивость пожаров в западной, центральной и юго-восточной Сибири через изменение циркуляции в нижней тропосфере, относительной влажности и, следовательно, влажности горючего материала.

С учетом этих данных высокая по модулю корреляция между пожарными режимами в Приенисейской Сибири, Фенноскандией и Средиземноморьем может рассматриваться как косвенное проявление NAO-контроля. Положительная связь со Средиземноморьем и отрицательная связь с Фенноскандией хорошо согласуются с известным дипольным распределением влаги при изменении фаз NAO: условия, способствующие усилению засушливости и пожаров в южноевропейском секторе, могут одновременно сопровождаться более влажными условиями в северной Европе. При этом нарушение такой противоположности в отдельные интервалы голоцена, вероятно, связано с изменением фазы NAO и перестройкой траекторий

западного переноса. Согласно реконструкции Olsen et al. (2012), интервалы 5000–4500 и 2000–550 кал. л. н. соответствуют преимущественно положительной фазе NAO, тогда как 4500–2000 кал. л. н. характеризуется переменной отрицательной фазой, что совпадает с интервалами изменения пожарной активности на ключевых участках. Учитывая, что АО и NAO в современной климатической системе тесно связаны, но их сопряженность может ослабевать в условиях потепления, различия между интервалами устойчивой и нарушенной корреляции могут отражать не только смену фазы NAO, но и изменение соотношения влияния NAO и АО на внутриконтинентальные районы Евразии (Hamouda et al., 2021).

Дополнительно это предположение усиливает факт противоположности фаз между выделенной низкочастотной составляющей пожарной активности в болоте Горное и европейскими данными Florescu et al. (2019) (рис. 74), а также совпадение спадов пожарной активности с пиками наводнений в Европе по Venito et al. (2015), усиливает предположение о роли климатического контроля. Особенно важно, что в работе Florescu et al. (2019) связь европейских пожаров с событиями ледового разноса в Северной Атлантике рассматривается через изменения атмосферной циркуляции и влажности, тогда как в данных Приенисейской Сибири пики усиления ледового разноса чаще соответствуют снижению пожарной активности. Это указывает не столько на универсальную синхронность пожаров, сколько на различный региональный отклик на один и тот же североатлантическое долгопериодное изменение.

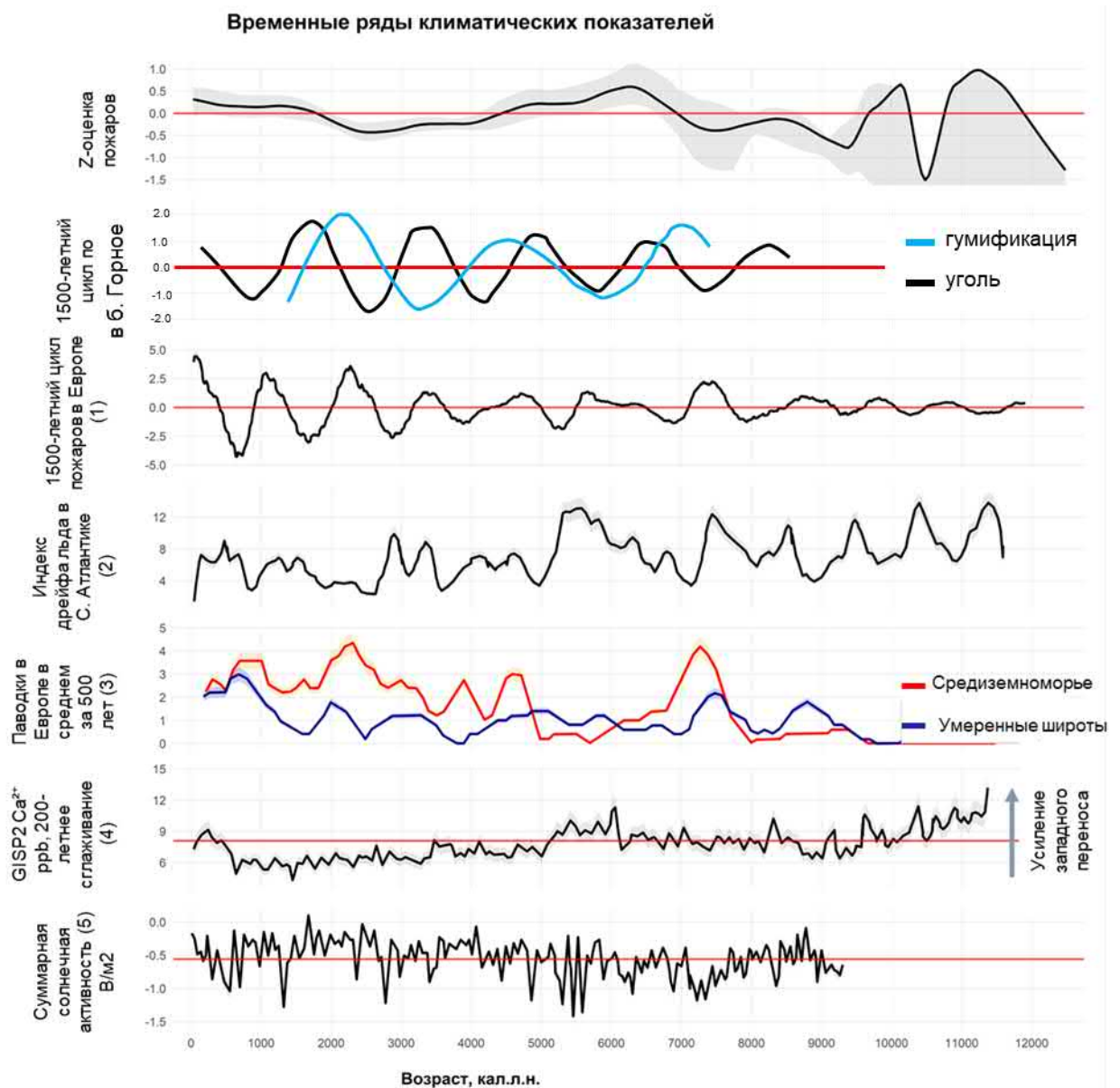


Рисунок 74. Общая z-оценка по скорости макрочастицам угля; выделяемый 1500-летний цикл изменения скорости аккумуляции макрочастиц угля и гумификации в болоте Горное; 1500-летний цикл пожаров в Европе (Скандинавия, Прибалтика, Чехия, Румыния), выделяемый в работе (1 - Florescu et.al., 2019); Индекс дрейфа льда в Северной Атлантике по данным (2 - Bond et al., 2001); Усиление речных наводнений в средиземноморском и умеренном климатических регионах по данным (3 - Venito et.al., 2015); сглаженные данные 200-летним окном по иону Ca^{+2} из ядра GISP2, свидетельствующие об усилении западного переноса (4 – Yang et.al., 1997); реконструкция суммарной солнечной активности, данные сглажены окном 100 лет (5 – Steinhilber et.al., 2009).

Возможность удаленного влияния североатлантической циркуляции на внутренние районы Азии подтверждается и независимыми реконструкциями влажности климата. Так, Lan et al. (2020) показали, что в Центральной Азии наиболее влажные интервалы позднего голоцена приходились на 4000–3780, 3590–3210, 2800–2160, 1700–1370 и 890–280 кал. л. н. и были связаны с отрицательной фазой NAO и изменением положения западного переноса, что частично совпадает с выделяемыми периодами пожарной активности в Туре 4200–3700, 2700–2000, 1000–500 кал.л.н. Это особенно важно для интерпретации данных из Приенисейской Сибири, поскольку показывает, что влияние NAO могло распространяться далеко за пределы Атлантического сектора, опосредованно воздействуя на условия влажности климата и, следовательно, пожарную активность в континентальных районах Евразии.

Таким образом, высокая по модулю корреляция Приенисейской Сибири с Фенноскандией и Средиземноморьем может быть связана не с непосредственной пространственной близостью, а с их включенностью в единую систему атмосферной циркуляции Северной Атлантики и западного переноса. При этом противоположный знак связи с Фенноскандией и Средиземноморьем является важным аргументом в пользу NAO-механизма, поскольку именно для NAO характерна пространственная асимметрия увлажнения между северной и южной Европой. Нарушение этой закономерности в отдельные интервалы голоцена, вероятно, связано с изменением фазы NAO, перестройкой траекторий западного переноса и изменением соотношения влияния NAO и АО на внутриконтинентальные районы Сибири.

Заключение

В результате выполненного исследования впервые для обширной территории Приенисейской Сибири получена непрерывная, детально датированная реконструкция динамики лесных пожаров на протяжении большей части голоцена (последние 8000 лет). Исследование выполнено на четырех ключевых участках (Туруханск, Тура, Ванавара, Игарка) с применением комплекса палеогеографических методов, включая разработанный автором оригинальный метод автоматического подсчета макрочастиц угля по цифровым изображениям. Обобщение полученных данных позволило достичь поставленной цели и решить все сформулированные задачи.

Основные выводы диссертационной работы заключаются в следующем:

1. Разработан и валидирован метод автоматического подсчета макрочастиц угля в торфяных и озерных отложениях на основе анализа изображений. Метод обеспечивает 5–10-кратное ускорение обработки образцов по сравнению с традиционным ручным подсчетом при приемлемой точности (средняя абсолютная ошибка подсчета 31,58 %, $R^2 = 0,71$; средняя абсолютная ошибка оценки площади частиц 21,45 %). Дополнительным преимуществом метода является возможность получения морфометрических характеристик частиц (площадь, длина, ширина, соотношение длины к ширине), что позволяет дифференцировать древесные и травяные морфотипы углей. Разработанный алгоритм опубликован в открытом доступе и может быть использован в лабораторной практике палеогеографических исследованиях.

2. Реконструирована хронология пожарной активности в Приенисейской Сибири в голоцене. Установлено, что формирование большинства изученных болот происходило в интервале 9000–6000 кал. л. н., причем в основании многих разрезов зафиксированы высокие концентрации макро- и мегачастиц угля, что указывает на значительную роль пожаров в процессах заболачивания лиственничных лесов. Выделены общие для региона интервалы повышения пожарной активности: 7700–5700, 5100–4200, 2000–1000 кал. л. н., а также этап с 500 кал. л. н. по настоящее время. В целом эти периоды сопоставимы с динамикой пожаров в соседних регионах (Западная Сибирь, Якутия) и глобальными тенденциями.

3. Выявлены пространственные особенности пожарных режимов. Наибольшая интенсивность пожаров и максимальные скорости аккумуляции макрочастиц угля зафиксированы на ключевом участке Тура (Центральная Эвенкия), что обусловлено наибольшей континентальностью климата и орографическими особенностями (сильно расчлененный рельеф с сухими лиственничниками на склонах плато). Для этого же участка установлен дополнительный интервал роста пожарной активности (3700–2700 кал. л. н.), не фиксируемый на других ключевых участках. Оценка влияния пожаров на растительный покров при помощи метода главных компонент и корреляционного анализа показала, что воздействие пожаров наиболее существенно проявлялось на участке Тура, где установлена умеренная корреляция между длительностью межпожарного интервала и первой главной компонентой спорово-пыльцевых спектров, отражающей изменение палиноспектров от длительности межпожарного интервала ($R = -0.503$). На участке Туруханск влияние пожаров на состав и соотношение компонентов спорово-пыльцевых спектров было незначительным (доля объясненной дисперсии менее 4 %), а на участке Игарка статистически значимой связи не выявлено, что связано с крайне низкой частотой локальных пожаров.

4. Определена ведущая роль климатических изменений в долговременной динамике пожаров. Периоды повышения пожарной активности совпадают с потеплениями и снижением увлажненности климата (термический максимум голоцена), тогда как снижение или полное прекращение пожаров соответствует похолоданиям и увеличению осадков. Антропогенный сигнал уверенно выделяется только для последних 300–100 лет и связан с хозяйственной деятельностью (освоение территории русскими поселенцами, антропогенные пожары)

5. Показано, что пожарный режим Приенисейской Сибири согласуется с общими глобальными и межрегиональными тенденциями изменения пожарной активности в голоцене, но при этом обладает выраженной региональной спецификой. Выявлена синхронность долгопериодных максимумов и минимумов пожарной активности с крупными климатическими фазами Северной Азии и Европы.

6. Установлено, что наиболее тесная и устойчивая положительная корреляционная связь пожарной активности прослеживается между Приенисейской Сибирью, Западной Сибирью и Якутией, особенно во второй половине голоцена.

7. Для удалённых европейских регионов выявлена сложная, часто знакопеременная динамика связи с Приенисейской Сибирью. Наиболее высокие по модулю корреляции отмечены с Фенноскандией (преимущественно отрицательная связь) и Средиземноморьем (преимущественно положительная связь), что может интерпретироваться как проявление влияния крупномасштабной атмосферной циркуляции в системе Северной Атлантики и западного переноса, а не прямой региональной сопряжённости, и требует дальнейших исследований.

8. Выявлен специфический для Приенисейской Сибири эпизод снижения пожарной активности около 5700–5100 кал. л. н., сопровождающийся отрицательной корреляцией практически со всеми сопоставляемыми регионами. Этот интервал, вероятно, указывает на специфический региональный отклик на климатические перестройки.

В результате выполнения диссертационного исследования установлено, что история лесных пожаров в Приенисейской Сибири в голоцене тесным образом связана с глобальными климатическими изменениями. Полученные данные существенно восполняют существовавший пробел в палеогеографических знаниях о развитии одного из ключевых регионов России и создают основу для дальнейших межрегиональных сопоставлений.

Список литературы

1. Бураева О. В., Бураева С. В. Нижнетунгусская этнографическая экспедиция 1930 г. (по материалам личного архива П. П. Хороших) // Известия лаборатории древних технологий. – 2020. – Т. 16, № 3(36). – С. 112–126.
2. Варганов А. С., Сосновская О. В., Назаров Д. В., Чеканов В. И. [и др.] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист Q-45. Игарка. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 389 с.
3. ВЕГА-Science [Электронный ресурс]. – URL: <http://sci-vega.ru/> (дата обращения: 15.01.2025).
4. Гайдин С. Т., Бурмакина Г. А. Освоение водных путей северной части бассейна Енисея в XVII – начале XX века // Исторический курьер. – 2022. – № 3(23). – С. 86–103.
5. Гапеенко А. Большой пожар Игарки [Электронный ресурс] // Хронограф: блог Алексея Гапеенко. – 2021. – URL: <https://gapeenko.net/chronograph/2108-bolshoj-rozhar-igarki.html> (дата обращения: 24.12.2024).
6. Гвоздецкий Н. А., Михайлов Н. И. Физическая география СССР. Азиатская часть : учебник. – 3-е изд., испр. и доп. – Москва : Мысль, 1978. – 512 с.
7. Геокриологическая карта СССР : м-б 1:2 500 000 / сост. Гидроспецгеология ; ред. Э. Д. Ершов, К. А. Кондратьев, В. Ф. Логинов, И. К. Сычев. – Москва, 1991.
8. Гидрометцентр России. Климатические данные [Электронный ресурс]. – URL: <https://meteoinfo.ru/climatcities> (дата обращения: 15.01.2025).
9. ГОСТ 28245-89. Торф. Методы определения ботанического состава и степени разложения. – Москва : Издательство стандартов, 1989. – 16 с.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации : м-б 1:200 000. Серия Тунгусская. Лист Р-47-XXVI (Усть-Камо) : поясн. зап. / Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология». – Санкт-Петербург, 2019.

11. Иванова Г. А., Иванов В. А. Зональность лесных горючих материалов и их пирогенная трансформация в сосняках Средней Сибири // Известия высших учебных заведений. Лесной журнал. – 2020. – № 4. – С. 9–26.
12. Исаченко А. Г. Ландшафты СССР : монография. – Ленинград : Изд-во ЛГУ, 1985. – 320 с.
13. Карпенко Л. В. Растительный покров и оценка видового разнообразия заболоченных лиственничников и болот Центральной Эвенкии // Хвойные бореальной зоны. – 2013. – Т. 31, № 5–6. – С. 22–28.
14. Карта дочетвертичных образований: Q-47 (Тура). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Норильская серия : м-б 1:1 000 000 / сост. ФГБУ «ВСЕГЕИ» ; ред. Н. Н. Нагайцева. – Санкт-Петербург, 2018.
15. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации : м-б 1:2 500 000 : поясн. зап. / Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология». – Санкт-Петербург, 2010.
16. Карта четвертичных отложений: Q-45 (Игарка). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Норильская серия : м-б 1:1 000 000 / сост. АО «Красноярскгеолсъёмка», ФГБУ «ВСЕГЕИ» ; ред. В. И. Астахов. – Санкт-Петербург, 2018.
17. Карта четвертичных отложений: Q-47 (Тура). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Норильская серия : м-б 1:200 000 / сост. ФГБУ «ВСЕГЕИ» ; ред. Н. Н. Нагайцева. – Санкт-Петербург, 2018.
18. Кац Н. Я., Кац С. В., Скобеева Е. И. Атлас растительных остатков в торфах. – Москва : Недра, 1977. – 376 с.
19. Кривобоков Л. В., Зверев А. А. Классификация растительности и особенности ценофлоры лиственничных лесов криолитозоны Средней Сибири (бассейн р. Нижняя Тунгуска) // Проблемы ботаники Южной Сибири и Монголии. – 2015. – № 14. – С. 99–104.
20. Куприянов Д. А., Новенко Е. Ю. Реконструкция динамики лесных пожаров Центральной Мещеры в голоцене (по данным палеоантракологического анализа) // Сибирский экологический журнал. – 2019. – № 3. – С. 253–263.

21. Курбатский Н. П. Техника и тактика тушения лесных пожаров. – Москва : Гослесбумиздат, 1962. – 154 с.
22. Лавренко Е. М., Сочава В. Б. Растительный покров СССР. Пояснительный текст к «геоботанической карте СССР». – Ленинград : АН СССР, 1956. – 460 с.
23. Мазей Н. Г., Прокушкин А. С., Куприянов Д. А., Новенко Е. Ю. Влияние пожаров на динамику лесных экосистем Центральной Эвенкии в последние 3500 лет // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2021. – № 5. С. 78-90.
24. Макаров Н. П., Баташев М. С. Теория и практика археолого-этнографических реконструкций процесса этногенеза коренных народов Красноярского Севера // Вестник Томского государственного университета. История. – 2013. – № 3(23). – С. 190–193.
25. Материалы приполярной переписи 1926–27 гг. в Сибирском крае. Вып. 1: Список населенных мест русского и туземного населения Туруханского края и туземного населения округов Киренского, Тулуновского и Иркутского. – Красноярск, 1928. – 33 с.
26. Мелехов И. С. Природа леса и лесные пожары. – Архангельск : ОГИЗ, 1947. – 60 с.
27. Национальный атлас России : в 4 т. Т. 2 : Природа. Экология / гл. ред. В. М. Котляков. – Москва : Роскартография, 2004. – 464 с.
28. Огуреева Г. Н. Березовые редколесья подгольцового пояса гор Сибири // Растительность Байкальского региона и сопредельных территорий : материалы Всерос. конф. с междунар. участием. – Улан-Удэ : Изд-во Бурят. гос. ун-та, 2023. – С. 86–92.
29. Огуреева Г. Н., Леонова Н. Б., Микляева И. М. [и др.] Биоразнообразие биомов России. Равнинные биомы. – Москва : ИГКЭ, 2020. – 623 с.
30. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен : атлас-монография / под ред. А. А. Величко. – Москва : ГЕОС, 2009. – 120 с.
31. Пестов И. Записки об Енисейской губернии Восточной Сибири, 1831 года. – Москва : Университетская типография, 1833. – 298 с.

32. Площадь лесных пожаров [Электронный ресурс] // Федеральное агентство лесного хозяйства. – URL: <https://rosleshoz.gov.ru/rates/forest-fires/area/> (дата обращения: 26.03.2026).
33. Пупышева М., Бляхарчук Т. Реконструкция голоценовой истории палеопожаров в среднетаежной подзоне Западной Сибири по данным макроуголькового анализа озерных отложений // Геосферные исследования. – 2024. – Т. 30, № 8. – С. 135–151. – DOI: 10.17223/25421379/30/8.
34. Пьявченко Н. И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. – Москва : Наука, 1985. – 152 с.
35. Разуваев В. Н., Булыгина О. Н., Коршунова Н. Н. [и др.] Научно-прикладной справочник «Климат России» : база данных. – Свидетельство о гос. регистрации базы данных № 2020621470 от 18.08.2020.
36. Рогозин Д. Ю., Болобанщикова Г. Н., Бурдин Л. А., Мейдус А. В. Угольные макрочастицы в донных отложениях озер центрально-тунгусского плато (Сибирь, Эвенкия) как индикатор динамики лесных пожаров и возможный след Тунгусской катастрофы 1908 г. // Сибирский экологический журнал. – 2022. – Т. 29, № 4. – С. 404–414.
37. Сафронова И. Н., Юрковская Т. К. Зональные закономерности растительного покрова Средней и Северо-Восточной Сибири // Ботанический журнал. – 2022. – Т. 107, № 8. – С. 749–756.
38. Свириденко Б. Ф., Мамонтов Ю. С. Гидрофильные мхи Западно-Сибирской равнины : учеб. пособие. – 2-е изд., доп. – Сургут : Изд-во СурГУ, 2012. – 134 с.
39. Середкина Н. Н. Культурно-просветительская деятельность среди коренных и коренных малочисленных народов Севера Красноярского края в советский период: анализ материалов Эвенкийского архива // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: Гуманитарные науки. – 2023. – Т. 16, № 8. – С. 1382–1395.
40. Софронов М. А., Волокитина А. В. Пирологическое районирование в таежной зоне. – Новосибирск : Наука, 1990. – 205 с.
41. Трубицына Э. Д., Афонин А. С., Рябогина Н. Е. Палеопожарная динамика Притоболья (по материалам озерно-болотных отложений торфяника

- Оськино) // Геоморфология и палеогеография. – 2025. – Т. 56, № 3. – С. 442–456. – DOI: 10.31857/S2949178925030062.
42. Тунгусский заповедник. Биоценозы северной тайги и влияние на них экстремальных природных факторов // Труды ГПЗ «Тунгусский». – 2003. – Вып. 1. – С. 33–89.
43. Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения. – 3-е изд., перераб. и доп. – Москва : Недра, 1976. – 488 с.
44. Указ Президента РФ от 18.06.2024 № 529 «Об утверждении приоритетных направлений научно-технологического развития и перечня важнейших наукоемких технологий» // Собрание законодательства РФ. – 2024. – № 26. – Ст. 3640.
45. Указ Президента РФ от 28.02.2024 № 145 «О Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации» // Собрание законодательства РФ. – 2024. – № 10. – Ст. 1373.
46. Фуряев В. В. Роль пожаров в процессе лесообразования / отв. ред. Н. П. Курбатский, А. И. Бузыкин. – Новосибирск : Наука, 1996. – 251 с.
47. Харук В. И., Двинская М. Л., Рэнсон К. Дж. Пространственно-временная динамика пожаров в лиственных лесах северной тайги Средней Сибири // Экология. – 2005. – № 5. – С. 1–10.
48. Харук В. И., Пономарев Е. И. Пространственно-временная горимость лиственных лесов Центральной Сибири // Экология. – 2017. – № 6. – С. 413–419.
49. Цветков П. А. Исследование природы пожаров в северной тайге Средней Сибири // Хвойные бореальной зоны. – 2006. – Т. 23, № 2. – С. 186–195.
50. Цейтлин С. М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски). – Москва : Наука, 1964. – 184 с.
51. Шешуков М. А., Соловьев В. И., Найкруг И. Б. Влияние некоторых факторов на повреждаемость деревьев пожарами // Горение и пожары в лесу : сб. ст. – Красноярск, 1978. – С. 176–177.

52. Adolf C., Wunderle S., Colombaroli D. [et al.] The sedimentary and remote-sensing reflection of biomass burning in Europe // *Global Ecology and Biogeography*. – 2018. – Vol. 27. – P. 199–212.
53. Afrasiabi A., Faramarzi A., Chapman D., Keshavarzi A. Optimising Ground Penetrating Radar data interpretation: A hybrid approach with AI-assisted Kalman Filter and Wavelet Transform for detecting and locating buried utilities // *Journal of Applied Geophysics*. – 2025. – Vol. 232. – Art. 105567.
54. Agarwala M., Komanduri K. P., Quamar M. F., Ratnam J., Kulkarni C. Restoration goals: Insights from antiquity and dynamics of forest-savanna mosaics in Central India during the Holocene // *Ecological Applications*. – 2026. – Vol. 35, No. 2. – Art. e70188. – DOI: 10.1002/eap.70188.
55. Agee J. K. *Fire Ecology of Pacific Northwest Forests*. – Washington, D.C. : Island Press, 1993. – 493 p.
56. Andreev A. A., Klimanov V. A. Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia // *Journal of Paleolimnology*. – 2000. – Vol. 24, No. 1. – P. 81–91.
57. Andreev A. A., Siegert C., Klimanov V. A., Derevyagin A. Y., Shilova G. N., Melles M. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate changes in the Taymyr lowland, Northern Siberia reconstructed from pollen records // *Quaternary Research*. – 2002. – Vol. 57, No. 1. – P. 138–150.
58. Andreev A. A., Tarasov P. E., Klimanov V. A., Melles M., Lisitsyna O. M., Hubberten H.-W. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the late Pleistocene and Holocene // *Quaternary International*. – 2004. – Vol. 122, No. 1. – P. 69–84.
59. Arjasakusuma S., Khoirurriqzi Y., Huwaida T. Assessing the coherency of different El Niño events with vegetation health using time-series remote sensing data and wavelet coherency analysis in part of Southeast Asia // *Remote Sensing Applications: Society and Environment*. – 2025. – Vol. 37. – Art. 101460.
60. Astakhov V., Mangerud J. The geochronometric age of Late Pleistocene terraces on the lower Yenisei // *Doklady Earth Sciences*. – 2007. – Vol. 416, No. 1. – P. 1022–1026.

61. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation // *Quaternary International*. – 2016. – Vol. 420. – P. 4–14.
62. Backman A. E. 1000-year record of fire-vegetation interactions in the northeastern United States: A comparison of coastal and inland regions : diss. ... PhD. – Amherst : University of Massachusetts, 1984. – 99 p.
63. Baddeley A., Turner R. spatstat: An R Package for Analyzing Spatial Point Patterns // *Journal of Statistical Software*. – 2005. – Vol. 12, No. 6. – P. 1–42. – URL: <https://www.jstatsoft.org/article/view/v012i06>
64. Baker A., Hellstrom J. C., Kelly B. F. J., Mariethoz G., Trouet V. A Composite Annual-Resolution Stalagmite Record of North Atlantic Climate over the Last Three Millennia // *Scientific Reports*. – 2015. – Vol. 5. – Art. 10307.
65. Balzter H., Gerard F. F., George C. T. [et al.] Impact of the Arctic Oscillation Pattern on Interannual Forest Fire Variability in Central Siberia // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32, No. 14. – Art. L14709.
66. Balzter H., Gerard F. F., George C. T. [et al.] Impact of the Arctic Oscillation Pattern on Interannual Forest Fire Variability in Central Siberia // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32, No. 14. – Art. L14709.
67. Barthelmé S., Tschumperlé D. imager: an R package for image processing based on CImg // *Journal of Open Source Software*. – 2019. – Vol. 4, No. 40. – Art. 1012. – DOI: 10.21105/joss.01012.
68. Benito G., Macklin M. G., Panin A. [et al.] Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability // *Scientific Reports*. – 2015. – Vol. 5. – Art. 16398.
69. Blaauw M., Christen J. A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // *Bayesian Analysis*. – 2011. – Vol. 6, No. 3. – P. 457–474.
70. Blarquez O., Vannièrè B., Marlon J. R., Danianu A.-L., Power M. J., Brewer S., Bartlein P. J. paleofire: An R package to analyse sedimentary charcoal records from the Global Charcoal Database to reconstruct past biomass burning // *Computers & Geosciences*. – 2014. – Vol. 72. – P. 255–261. – DOI: 10.1016/j.cageo.2014.07.020.

71. Blong R. J., Gillespie R. Fluvially transported charcoal gives erroneous ¹⁴C ages for recent deposits // *Nature*. – 1978. – Vol. 271. – P. 739–741.
72. Bond G., Kromer B., Beer J. [et al.] Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene // *Science*. – 2001. – Vol. 294, No. 5549. – P. 2130–2136.
73. Bond G., Showers W., Cheseby M. [et al.] A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates // *Science*. – 1997. – Vol. 278, No. 5341. – P. 1257–1266.
74. Bond W. J., Keeley J. E. Fire as a global “herbivore”: the ecology and evolution of flammable ecosystems // *Trends in Ecology & Evolution*. – 2005. – Vol. 20, No. 7. – P. 387–394.
75. Bond W. J., Woodward F. I., Midgley G. F. The global distribution of ecosystems in a world without fire // *New Phytologist*. – 2005. – Vol. 165, No. 2. – P. 525–538.
76. Bowman D. M. J. S., Balch J. K., Artaxo P. [et al.] Fire in the Earth System // *Science*. – 2009. – Vol. 324, No. 5926. – P. 481–484.
77. Chambers F. M., Beilman D. W., Yu Z. Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics // *Mires and Peat*. – 2010. – Vol. 7. – Art. 07. – P. 1–10.
78. Charman D. J., Barber K. E., Blaauw M. [et al.] Climate drivers for peatland palaeoclimate records // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – Vol. 28, No. 19–20. – P. 1811–1818.
79. Clark J. S. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling // *Quaternary Research*. – 1988. – Vol. 30. – P. 81–91.
80. Clark J. S., Patterson W. A. Background and local charcoal in sediments: scales of fire evidence in the paleorecord // *Sediment Records of Biomass Burning and Global Change* / ed. by J. S. Clark [et al.]. – Berlin : Springer, 1997. – P. 23–48.
81. Clark R. L. Fire history from fossil charcoal in lake and swamp sediments : diss. ... PhD. – Canberra : Australian National University, 1983. – 197 p.
82. Columbu A., Zhorniyak L. V., Zanchetta G. [et al.] A mid-Holocene stalagmite multiproxy record from southern Siberia (Krasnoyarsk, Russia) linked to the

- Siberian High patterns // *Quaternary Science Reviews*. – 2023. – Vol. 320. – Art. 108355. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2023.108355.
83. Conedera M., Tinner W., Neff C. [et al.] Reconstructing past fire regimes: Methods, applications, and relevance to fire management and conservation // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – Vol. 28, No. 5–6. – P. 555–576.
84. Constantine M., Mooney S. D. Widely used charcoal analysis method in paleo studies involving NaOCl results in loss of charcoal formed below 400°C // *The Holocene*. – 2021. – Vol. 32, No. 11. – P. 1358–1362.
85. Cwynar L. C. Recent history of fire and vegetation from laminated sediment of Greenleaf Lake, Algonquin Park, Ontario // *Canadian Journal of Botany*. – 1978. – Vol. 56, No. 1. – P. 10–21.
86. Davis R. B. Pollen studies of near-surface sediments in Maine lakes // *Quaternary Paleoecology* / ed. by E. J. Cushing, H. E. Wright Jr. – New Haven : Yale University Press, 1967. – P. 143–149.
87. Debret M., Bout-Roumzeilles V., Grousset F. [et al.] The Origin of the 1500-Year Climate Cycles in Holocene North-Atlantic Records // *Climate of the Past*. – 2007. – Vol. 3, No. 4. – P. 569–575.
88. Dirksen V. G., van Geel B., Koulikova M. A. [et al.] Chronology of Holocene climate and vegetation changes and their connection to cultural dynamics in Southern Siberia // *Radiocarbon*. – 2007. – Vol. 49, No. 2. – P. 1103–1121. – DOI: 10.1017/S0033822200042958.
89. Dvornikov Y., Novenko E., Korets M., Olchev A. Wildfire Dynamics along a North-Central Siberian Latitudinal Transect Assessed Using Landsat Imagery // *Remote Sensing*. – 2022. – Vol. 14, No. 4. – Art. 790.
90. Enache M. D., Cumming B. F. Tracking recorded fires using charcoal morphology from the sedimentary sequence of Prosser Lake, British Columbia (Canada) // *Quaternary Research*. – 2006. – Vol. 65, No. 2. – P. 282–292.
91. Feurdean A. Experimental production of charcoal morphologies to discriminate fuel source and fire type: an example from Siberian taiga // *Biogeosciences*. – 2021. – Vol. 18. – P. 3805–3821.
92. Feurdean A., Diaconu A.-C., Pfeiffer M. [et al.] Holocene wildfire regimes in western Siberia: interaction between peatland moisture conditions and the

- composition of plant functional types // *Climate of the Past*. – 2022. – Vol. 18, No. 6. – P. 1255–1274. – DOI: 10.5194/cp-18-1255-2022.
93. Feurdean A., Vachula R. S., Hanganu D., Stobbe A., Gumnior M. Charcoal morphologies and morphometrics of a Eurasian grass-dominated system for robust interpretation of past fuel and fire type // *Biogeosciences*. – 2023. – Vol. 20. – P. 5069–5085.
94. Finsinger W., Bonnici I. Tapas: an R package to perform trend and peaks analysis [Электронный ресурс]. – URL: <https://github.com/wfinsinger/tapas> (дата обращения: 24.04.2024).
95. Finsinger W., Morales-Molino C., Gałka M., Valsecchi V., Bojovic S., Tinner W. Holocene vegetation and fire dynamics at Crveni Potok, a small mire in the Dinaric Alps (Tara National Park, Serbia) // *Quaternary Science Reviews*. – 2017. – Vol. 167. – P. 63–77.
96. Fletcher M., Benson A., Heijnis H. [et al.] Changes in biomass burning mark the onset of a ENSO-influenced climate regime at 42°S in southwest Tasmania, Australia // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – Vol. 122. – P. 222–232.
97. Florescu G., Brown K. J., Carter V. A. [et al.] Holocene Rapid Climate Changes and Ice-Rafting Debris Events Reflected in High-Resolution European Charcoal Records // *Quaternary Science Reviews*. – 2019. – Vol. 222. – Art. 105877.
98. Gil-Romera G., González-Sampériz P., Lasheras-Álvarez L. [et al.] Biomass-modulated fire dynamics during the last glacial-interglacial transition at the central Pyrenees (Spain) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2014. – Vol. 402. – P. 113–124.
99. Glückler R., Geng R., Grimm L. [et al.] Holocene wildfire and vegetation dynamics in Central Yakutia, Siberia, reconstructed from lake-sediment proxies // *Frontiers in Ecology and Evolution*. – 2022. – Vol. 10. – Art. 962906.
100. Gu D., Philander S. G. H. Secular changes of annual and interannual variability in the Tropics during the past century // *Journal of Climate*. – 1995. – Vol. 8. – P. 864–876.
101. Halsall K. M., Ellingsen V. M., Asplund J., Bradshaw R. H., Ohlson M. Fossil charcoal quantification using manual and image analysis approaches // *The Holocene*. – 2018. – Vol. 28, No. 8. – P. 1345–1353.

102. Hamouda M. E., Pasquero C., Tziperman E. Decoupling of the Arctic Oscillation and North Atlantic Oscillation in a Warmer Climate // *Nature Climate Change*. – 2021. – Vol. 11, No. 2. – P. 137–142.
103. Hamouda M. E., Pasquero C., Tziperman E. Decoupling of the Arctic Oscillation and North Atlantic Oscillation in a Warmer Climate // *Nature Climate Change*. – 2021. – Vol. 11, No. 2. – P. 137–142.
104. Harris C. R., Millman K. J., van der Walt S. J. [et al.] Array programming with NumPy // *Nature*. – 2020. – Vol. 585. – P. 357–362.
105. Head M. J. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a summary // *Episodes*. – 2019. – Vol. 42, No. 2. – P. 173–185. – DOI: 10.18814/epiiugs/2019/019008.
106. Higuera P. E. CharAnalysis 0.9: Diagnostic and Analytical Tools for Sediment-Charcoal Analysis : User’s Guide. – Bozeman, MT : Montana State University, 2009. – 32 p.
107. Higuera P. E., Brubaker L. B., Anderson P. M., Hu F. S., Brown T. A. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska // *Ecological Monographs*. – 2009. – Vol. 79, No. 2. – P. 201–219.
108. Higuera P. E., Gavin D. G., Bartlein P. J., Hallett D. J. Peak detection in sediment-charcoal records: impacts of alternative data methods on fire-history interpretations // *The Holocene*. – 2010. – Vol. 20, No. 6. – P. 927–940.
109. Hunter J. D. Matplotlib: A 2D Graphics Environment // *Computing in Science & Engineering*. – 2007. – Vol. 9, No. 3. – P. 90–95. – DOI: 10.1109/MCSE.2007.55.
110. Hurrell J. W. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation // *Science*. – 1995. – Vol. 269, No. 5224. – P. 676–679.
111. Hurrell J. W., van Loon H. Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation // *Climatic Change*. – 1997. – Vol. 36, No. 3–4. – P. 301–326.
112. Hutchinson G. E., Goulden C., Cowgill U. M., Racek A. A., Patrick R., Tsukada M. The history of Laguna de Petenxil, a small lake in northern Guatemala //

- Memoirs of the Connecticut Academy of Arts and Sciences. – 1966. – Vol. 17. – P. 1–126.
113. Iversen J. Land occupation in Denmark's Stone Age // Danmarks Geologiske Undersøgelse. II. Række. – 1941. – Nr. 66. – 68 s.
114. Iversen J. Moorgeologische Untersuchungen auf Grönland // Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening. – 1934. – Bd. 8. – S. 341–358.
115. Katamura F., Fukuda M., Bosikov N. P., Desyatkin R. V. Forest Fires and Vegetation during the Holocene in Central Yakutia, Eastern Siberia // Journal of Forest Research. – 2009. – Vol. 14, No. 1. – P. 30–36.
116. Kelly R., Higuera P., Barrett C., Hu F. A signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment-charcoal records // Quaternary Research. – 2011. – Vol. 75, No. 1. – P. 11–17.
117. Kharuk V. I., Ponomarev E. I., Ivanova G. A., Dvinskaya M. L., Coogan S. C. P., Flannigan M. D. Wildfires in the Siberian taiga // Ambio. – 2021. – Vol. 50, No. 11. – P. 1953–1974.
118. Klemm J., Herzsuh U., Pestryakova L. A. Vegetation, climate and lake changes over the last 7000 years at the boreal treeline in north-central Siberia // Quaternary Science Reviews. – 2016. – Vol. 147. – P. 422–434.
119. Kotze D. The effects of fire on wetland structure and functioning // African Journal of Aquatic Science. – 2013. – Vol. 38, No. 3. – P. 237–247.
120. Laine J., Harju P., Timonen T., Laine A., Tuittila E.-S., Minkkinen K., Vasander H. The Intricate Beauty of Sphagnum Mosses – A Finnish Guide to Identification. – Helsinki : Suomen ympäristökeskus, 2009. – 190 p.
121. Lan J., Zhang J., Cheng P. [et al.] Late Holocene Hydroclimatic Variation in Central Asia and Its Response to Mid-Latitude Westerlies and Solar Irradiance // Quaternary Science Reviews. – 2020. – Vol. 238. – Art. 106330.
122. Lee G. R., Gommers R., Wasilewski F., Wohlfahrt K., O'Leary A. PyWavelets: A Python package for wavelet analysis // Journal of Open Source Software. – 2019. – Vol. 4, No. 36. – Art. 1237. – DOI: 10.21105/joss.01237.
123. Lesven J., Druguet Dayras M., Borne R. [et al.] Testing a new automated macrocharcoal detection method applied to a transect of lacustrine sediment cores in eastern Canada // Quaternary Science Reviews. – 2022. – Vol. 295. – Art. 107780.

124. Leys B. A., Commerford J. L., McLauchlan K. K. Reconstructing grassland fire history using sedimentary charcoal: Considering count, size and shape // PLOS ONE. – 2017. – Vol. 12, No. 4. – Art. e0176216.
125. Long C. J., Whitlock C., Bartlein P. J., Millspaugh S. H. A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study // Canadian Journal of Forest Research. – 1998. – Vol. 28, No. 5. – P. 774–787.
126. Margerum J., Homann J., Umbo S. [et al.] Reconstruction of Holocene and Last Interglacial vegetation dynamics and wildfire activity in southern Siberia // Climate of the Past. – 2025. – Vol. 21, No. 3. – P. 661–677.
127. McCracken K. G., Beer J., Steinhilber F., Abreu J. A. A Phenomenological Study of the Cosmic Ray Variations over the Past 9400 Years, and Their Implications Regarding Solar Activity and the Solar Dynamo // Solar Physics. – 2013. – Vol. 286, No. 2. – P. 609–627.
128. McKinney W. Data structures for statistical computing in python // Proceedings of the 9th Python in Science Conference. – 2010. – P. 51–56. – DOI: 10.25080/Majora-92bf1922-00a.
129. Mooney S. D., Tinner W. The analysis of charcoal in peat and organic sediments // Mires and Peat. – 2011. – Vol. 7. – Art. 09. – P. 1–18.
130. Müller K., Wickham H. tibble: Simple Data Frames [Электронный ресурс]. – URL: <https://github.com/tidyverse/tibble/> (дата обращения: 24.11. 2024)
131. Mustaphi C., Pisaric M. A. A classification for macroscopic charcoal morphologies found in Holocene lacustrine sediments // Progress in Physical Geography. – 2014. – Vol. 38, No. 6. – P. 734–754.
132. Nazarova L., Lüpfer H., Subetto D., Pestryakova L., Diekmann B. Holocene climate conditions in central Yakutia (Eastern Siberia) inferred from sediment composition and fossil chironomids of Lake Temje // Quaternary International. – 2013. – Vol. 290–291. – P. 264–274.
133. Novenko E. Yu., Kupryanov D. A., Mazei N. G. [et al.] Evidence that modern fires may be unprecedented during the last 3400 years in permafrost zone of Central Siberia, Russia // Environmental Research Letters. – 2022. – Vol. 17, No. 2. – Art. 025004.

134. Novenko E. Yu., Mazei N. G., Prokushkin A. S. [et al.] The Holocene palaeoecology of the palsa mire near Igarka (Yenisei Siberia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2022. – Vol. 1093. – Art. 012029. – DOI: 10.1088/1755-1315/1093/1/012029.
135. Novenko E. Yu., Prokushkin A. S., Mazei N. G., Zazovskaya E. P., Kupriyanov D. A., Shatunov A. E., Andreev R. A., Makarova E. A., Kusilman M. V., Komarov A. A., Gu X., Tsyganov A. N., Mazei Yu. A., Cheng P., Zheng Y., Fan Y., Zhao H., Hou X. The Holocene hydroclimatic changes, palsa peatland development and vegetation history in the inner part of the Central Siberian Plateau (Russia) // Quaternary International. – 2026. – Vol. 760. – Art. 110164. – DOI: 10.1016/j.quaint.2026.110164.
136. Olsen J., Anderson N. J., Knudsen M. F. Variability of the North Atlantic Oscillation over the Past 5,200 Years // Nature Geoscience. – 2012. – Vol. 5, No. 11. – P. 808–812.
137. Otsu N. A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms // IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics. – 1979. – Vol. SMC-9, No. 1. – P. 62–66.
138. Patterson W. A., Edwards K. J., Maguire D. J. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire // Quaternary Science Reviews. – 1987. – Vol. 6. – P. 3–23.
139. Pau G., Fuchs F., Sklyar O. [et al.] EBImage – an R package for image processing with applications to cellular phenotypes // Bioinformatics. – 2010. – Vol. 26, No. 7. – P. 979–981. – DOI: 10.1093/bioinformatics/btq046.
140. Pausas J. G., Keeley J. E. A burning story: The role of fire in the history of life // BioScience. – 2009. – Vol. 59, No. 7. – P. 593–601. – DOI: 10.1525/bio.2009.59.7.10.
141. Peters M. E., Higuera P. E. Quantifying the source area of macroscopic charcoal with a particle dispersal model // Quaternary Research. – 2007. – Vol. 67, No. 2. – P. 304–310.
142. Ponomarev E. I., Zabrodin A. N., Shvetsov E. G., Ponomareva T. V. Wildfire Intensity and Fire Emissions in Siberia // Fire. – 2023. – Vol. 6, No. 7. – Art. 246.
143. Power M., Marlon J., Bartlein P., Harrison S. Fire history and the Global Charcoal Database: A new tool for hypothesis testing and data exploration //

- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2010. – Vol. 291, No. 1–2. – P. 52–59. – DOI: 10.1016/j.palaeo.2009.09.014.
144. Pupysheva M. A., Blyakharchuk T. A. Reconstruction of the Dynamics of Fires in the Southern Taiga Subzone of Western Siberia from the Late Glacial to the Present Based on Bottom Sediments of Lake Shchuchye // Журнал Сибирского федерального университета. Биология. – 2025. – № 3.
145. Pupysheva M. A., Blyakharchuk T. A. The impact of wildfires on the dynamics of vegetation cover in the middle taiga subzone of Western Siberia during the Holocene // Environmental Dynamics and Global Climate Change. – 2024. – Vol. 15, No. 3. – P. 200–210.
146. R Core Team. R: A Language and Environment for Statistical Computing [Электронный ресурс]. – Vienna : R Foundation for Statistical Computing, 2024. – URL: <https://www.r-project.org/> (дата обращения: 24.11. 2024)
147. Radtke L. F., Hegg D. A., Hobbs P. V. [et al.] Particulate matter and trace gas emissions from large biomass fires in North America // Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications / ed. by J. S. Levine. – Cambridge (MA) : MIT Press, 1991. – P. 209–224.
148. Rehn E., Rehn A., Possemiers A. Fossil charcoal particle identification and classification by two convolutional neural networks // Quaternary Science Reviews. – 2019. – Vol. 226. – Art. 105991.
149. Reimer P. J., Austin W. E. N., Bard E. [et al.] The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. – 2020. – Vol. 62, No. 4. – P. 725–757.
150. Rogozin D. Y., Bolobanshchikova G. N., Burdin L. A., Meydus A. V. Macroparticle charcoal in lake sediments of the central Tunguska plateau (Siberia, Evenkia) as an indicator of forest fires and a possible trace of the Tunguska event of 1908 // Contemporary Problems of Ecology. – 2022. – Vol. 15, No. 4. – P. 337–344.
151. Rummery T. A. The use of magnetic measurements in interpreting the fire histories of lake drainage basins // Hydrobiologia. – 1983. – Vol. 103. – P. 53–58.
152. Ryabogina N. E., Nesterova M. I., Utaygulova R. R., Trubitsyna E. D. Forest fires in southwest Western Siberia: the impact of climate and economic transitions over

- 9000 years // *Journal of Quaternary Science*. – 2024. – Vol. 39, № 3. – P. 432–442. – DOI: 10.1002/jqs.3593.
153. Sayedi S. S., Abbott B. W., Vannièrè B. [et al.] Assessing changes in global fire regimes // *Fire Ecology*. – 2024. – Vol. 20. – Art. 18. – DOI: 10.1186/s42408-023-00200-4.
154. Schlachter K. J., Horn S. P. Sample preparation methods and replicability in macroscopic charcoal analysis // *Journal of Paleolimnology*. – 2010. – Vol. 44. – P. 701–708.
155. Schulz M., Mudelsee M. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series // *Computers & Geosciences*. – 2002. – Vol. 28. – P. 421–426. – DOI: 10.1016/S0098-3004(01)00044-9.
156. Seddon A., Mackay A., Baker A. [et al.] Looking forward through the past: Identification of 50 priority research questions in palaeoecology // *Journal of Ecology*. – 2014. – Vol. 102. – P. 256–267.
157. Sim T. G., Swindles G. T., Morris P. J. [et al.] Regional variability in peatland burning at mid- to high-latitudes during the Holocene // *Quaternary Science Reviews*. – 2023. – Vol. 305. – Art. 108020.
158. Singh G., Kershaw A. P., Clark R. Quaternary vegetation and fire history in Australia // *Fire and the Australian Biota* / ed. by A. M. Gill, R. H. Groves, I. R. Noble. – Canberra : Australian Academy of Science, 1981. – P. 23–54.
159. Słowiński M., Lamentowicz M., Łuców D. [et al.] Paleoeological and historical data as an important tool in ecosystem management // *Journal of Environmental Management*. – 2019. – Vol. 236. – P. 755–768.
160. Snitker G. The Charcoal Quantification Tool (CharTool): A Suite of Open-source Tools for Quantifying Charcoal Fragments and Sediment Properties in Archaeological and Paleoeological Analysis // *Ethnobiology Letters*. – 2020. – Vol. 11, No. 1. – P. 103–115.
161. Startsev V., Gorbach N., Mazur A., Prokushkin A., Karpenko L., Dymov A. Macrocharcoal Signals in Histosols Reveal Wildfire History of Vast Western Siberian Forest-Peatland Complexes // *Plants*. – 2022. – Vol. 11, No. 24. – Art. 3478. – DOI: 10.3390/plants11243478.

162. Steinhilber F., Abreu J. A., Beer J. [et al.] 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. – 2012. – Vol. 109, No. 16. – P. 5967–5971.
163. Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C. Total solar irradiance during the Holocene // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – Vol. 36, No. 19. – Art. L19704.
164. Stephens S. L., Agee J. K., Fulé P. Z. [et al.] Managing forests and fire in changing climates // *Science*. – 2013. – Vol. 342, No. 6154. – P. 41–42.
165. Swain A. M. A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediment // *Quaternary Research*. – 1973. – Vol. 3. – P. 383–396.
166. Swain A. M. A history of fire and vegetation in northwestern Minnesota as recorded in lake sediments : diss. ... PhD. – Minneapolis : University of Minnesota, 1974. – 89 p.
167. Tallis J. H. Tree remains in southern Pennine peats // *Nature*. – 1975. – Vol. 256, No. 5516. – P. 482–484.
168. Tinner W., Hofstetter S., Zeugin F. [et al.] Long-distance transport of macroscopic charcoal by an intensive crown fire in the Swiss Alps – implications for fire history reconstruction // *The Holocene*. – 2006. – Vol. 16, No. 2. – P. 287–292.
169. Torrence C., Compo G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 1998. – Vol. 79, No. 1. – P. 61–78.
170. Trigo R. M., Osborn T. J., Corte-Real J. M. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms // *Climate Research*. – 2002. – Vol. 20. – P. 9–17.
171. Tsukada M. Late postglacial absolute pollen diagram in Lake Nojiri // *Botanical Magazine, Tokyo*. – 1966. – Vol. 79. – P. 179–184.
172. Umbanhowar C. E., Jr. Interactions of Climate and Fire at Two Sites in the Northern Great Plains, USA // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – Vol. 208, No. 1–2. – P. 141–152.
173. Urban J., Rubtsov A. V., Urban A. V., Shashkin A. V., Benkova V. E. Canopy transpiration of a *Larix sibirica* and *Pinus sylvestris* forest in Central Siberia // *Agricultural and Forest Meteorology*. – 2019. – Vol. 271. – P. 64–72.

174. Usoskin I. G., Gallet Y., Lopes F., Kovaltsov G. A., Hulot G. Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima // *Astronomy & Astrophysics*. – 2016. – Vol. 587. – Art. A150.
175. Vachula R. A meta-analytical approach to understanding the charcoal source area problem // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2021. – Vol. 562. – Art. 110111.
176. Vachula R. S., Russell J. M., Huang Y., Richter N. Assessing the spatial fidelity of sedimentary charcoal size fractions as fire history proxies with a high-resolution sediment record and historical data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2018. – Vol. 508. – P. 166–175.
177. Vachula R. S., Sae-Lim J., Li R. A critical appraisal of charcoal morphometry as a paleofire fuel type proxy // *Quaternary Science Reviews*. – 2021. – Vol. 262. – Art. 106979.
178. Van Rossum G., Drake F. L. Python reference manual. – Amsterdam : Centrum voor Wiskunde en Informatica, 1995.
179. Vasilyeva G. V., Goroshkevich S. N. Crossability of *Pinus sibirica* and *P. pumila* with their hybrids // *Silvae Genetica*. – 2013. – Vol. 62, No. 1–2. – P. 61–68.
180. Vitt D. H. A Key and Review of Bryophytes Common in North American Peatlands // *Evansia*. – 2014. – Vol. 31, No. 4. – P. 121–158.
181. Vu V. Q., Friendly M. ggbiplot: A Grammar of Graphics Implementation of Biplots [Электронный ресурс] : R package version 0.6.2. – 2024. – URL: <https://cran.r-project.org/package=ggbiplot> (дата обращения: 04.12.2025).
182. Waddington J. C. B. A stratigraphic record of the pollen influx to a lake in the Big woods of Minnesota // *Geological Society of America Special Papers*. – 1969. – Vol. 123. – P. 263–282.
183. Walker M., Head M. J., Berkelhammer M. [et al.] Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): three new stages – Greenlandian, Northgrippian and Meghalayan // *Episodes*. – 2018. – Vol. 41, No. 4. – P. 213–223. – DOI: 10.18814/epiiugs/2018/018021.
184. Wassenburg J. A., Immenhauser A., Richter D. K. [et al.] Moroccan speleothem and tree ring records suggest a variable positive state of the North Atlantic

- Oscillation during the Medieval Warm Period // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2013. – Vol. 375. – P. 291–302.
185. Whitlock C., Bartlein P. Holocene fire activity as a record of past environmental change // *Developments in Quaternary Sciences*. – 2003. – Vol. 3. – P. 295–303.
186. Whitlock C., Higuera P. E., McWethy D. B., Briles C. E. Palaeoecological Perspectives on Fire Ecology: Revisiting the Fire-Regime Concept // *The Open Ecology Journal*. – 2010. – Vol. 3. – P. 6–23.
187. Whitlock C., Larsen C. Charcoal as a fire proxy // *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators* / ed. by J. P. Smol, H. J. B. Birks, W. M. Last. – Dordrecht : Springer, 2001. – P. 75–97.
188. Whitlock C., Millspaugh S. H. Testing assumptions of fire history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA // *The Holocene*. – 1996. – Vol. 6, No. 1. – P. 7–15.
189. Wickham H. *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis* [Электронный ресурс]. – New York : Springer-Verlag, 2016. – 260 p. – URL: <https://ggplot2.tidyverse.org> (дата обращения: 11.12.2025).
190. Wickham H., Averick M., Bryan J. [et al.] Welcome to the tidyverse // *Journal of Open Source Software*. – 2019. – Vol. 4, No. 43. – Art. 1686. – DOI: 10.21105/joss.01686.
191. Wickham H., François R., Henry L. [et al.] *dplyr: A Grammar of Data Manipulation – R package version 1.1.4* [Электронный ресурс]. – URL: <https://github.com/tidyverse/dplyr/> (дата обращения: 14.12.2025).
192. Wijffels J., von Gioi G. *image.ContourDetector: an R package to detect contour lines in images* [Электронный ресурс] : R package version 0.1.0. – URL: <https://github.com/bnosac/image/> (дата обращения: 11.12.2025).
193. Woodward C., Haines H. Unprecedented long-distance transport of macroscopic charcoal from a large, intense forest fire in eastern Australia: Implications for fire history reconstruction // *The Holocene*. – 2020. – Vol. 30, No. 7. – P. 947–952.
194. Xu D., Lu H., Chu G. [et al.] 500-year climate cycles stacking of recent centennial warming documented in an East Asian pollen record // *Scientific Reports*. – 2014. – Vol. 4. – Art. 3611.

195. Yang Q., Mayewski P., Twickler M., Whitlow S. Major Features of Glaciochemistry Over the Last 110,000 Years in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1997. – Vol. 102, No. C2. – P. 23289–23300.
196. Zaccone C., Plaza C., Ciavatta C., Miano T., Shotyk W. Advances in the determination of humification degree in peat since Achard (1786): Applications in geochemical and paleoenvironmental studies // *Earth-Science Reviews*. – 2018. – Vol. 185. – P. 163–178.
197. Zeileis A., Grothendieck G. zoo: S3 Infrastructure for Regular and Irregular Time Series // *Journal of Statistical Software*. – 2005. – Vol. 14, No. 6. – P. 1–27. – URL: <https://www.jstatsoft.org/article/view/v014i06>
198. Zeng Y., Wang J., Chen S., Sun C., Wu C., Zheng J., Ge Q. Subpolar North Atlantic decadal cooling may have aggravated recent Eastern Siberian wildfires // *Nature Communications*. – 2025. – Vol. 17, № 1. – P. 185. – DOI: 10.1038/s41467-025-66520-2.
199. Zhang D., Li Y., Blyakharchuk T. [et al.] Accelerated vegetation transformation in the World’s highlands since the past 20 kyr // *Global and Planetary Change*. – 2025. – Vol. 245. – Art. 104657. – DOI: 10.1016/j.gloplacha.2025.104657.
200. Zhang E., Meng X., Ning D. [et al.] Holocene extreme hydroclimate events in the Asian monsoon region were more frequent during cooler intervals // *Communications Earth & Environment*. – 2023. – Vol. 4, No. 1. – Art. 344.
201. Zhao Z., Lin Z., Li F., Rogers B. M. Influence of atmospheric teleconnections on interannual variability of Arctic-boreal fires // *Science of The Total Environment*. – 2022. – Vol. 838. – P. 156550. – DOI: 10.1016/j.scitotenv.2022.156550.
202. Zhu X., Xu X., Jia G. Asymmetrical Trends of Burned Area Between Eastern and Western Siberia Regulated by Atmospheric Oscillation // *Geophysical Research Letters*. – 2021. – Vol. 48, No. 24. – Art. e2021GL096095.
203. Zhu X., Xu X., Jia G. Asymmetrical Trends of Burned Area Between Eastern and Western Siberia Regulated by Atmospheric Oscillation // *Geophysical Research Letters*. – 2021. – Vol. 48, No. 24. – Art. e2021GL096095.

204. Zoltai S. C., Vitt D. H. Holocene Climatic Change and the Distribution of Peatlands in Western Interior Canada // Quaternary Research. – 1990. – Vol. 33, No. 2. – P. 231–240.