

РУДАЯ Наталия Алексеевна

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА, РАСТИТЕЛЬНОСТИ И ФИТОРАЗНООБРАЗИЯ  
АЛТАЙСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ В КОНЦЕ МИС2 И ГОЛОЦЕНЕ

1.6.14 – геоморфология и палеогеография

Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук в виде научного  
доклада

Москва - 2021

Работа выполнена в ЦКП "Геохронология кайнозоя"  
Федерального государственного бюджетного учреждения науки  
Институт археологии и этнографии Сибирского отделения  
Российской академии наук

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|  |    |
|--|----|
| Введение.....  | 4  |
| Глава 1. История палеолимнологических исследований Алтайской горной страны.....  | 7  |
| Глава 2. Современные физико-географические условия Алтайской горной страны.....  | 9  |
| Глава 3. Материалы и методы исследования.....  | 14 |
| 3.1. Материалы исследования.....   | 14 |
| 3.2. Методы исследования.....  | 17 |
| Глава 4. Результаты исследования.....  | 19 |
| 4.1. Хронология и возрастные модели.....   | 19 |
| 4.2. Результаты седиментологического анализа и определения общего органического углерода и изотопных соотношений углерода и азота.....   | 20 |
| 4.3. Результаты элементного анализа.....   | 26 |
| 4.4. Результаты палинологического анализа, биомизации и растительного разнообразия..   | 29 |
| 4.5. Результаты количественной реконструкции климатических показателей.....  | 35 |
| Глава 5. Реконструкция климата и растительности конца максимума последнего оледенения и в голоцене Алтайской горной страны.....  | 37 |
| 5.1. Конец максимума последнего оледенения и стадия дегляциации (22,6–11,7 т.л.н.).....  | 37 |
| 5.2. Ранний голоцен: гренландский век (11,7-8,2 т.л.н.).....   | 41 |
| 5.3. Средний голоцен: северогриппианский век (8,2 – 4,2 т.л.н.).....   | 45 |
| 5.4. Поздний голоцен - мегхалайский век (4,2 – 0 т.л.н.).....  | 49 |
| Глава 6. Оценка изменения фиторазнообразия для позднего дриаса и голоцена Алтайской горной страны.....   | 59 |
| Глава 7. Некоторые дискуссионные вопросы изменения природных условий Алтайской горной страны в контексте глобальных природных процессов позднего плейстоцена и голоцена Евразии..... | 67 |
| Заключение.....  | 74 |
| Список использованной литературы.....  | 76 |
| Список научных публикаций, в которых изложены основные научные результаты диссертации.....   | 87 |

## Введение

**Актуальность темы исследования.** В связи с нестабильностью климата последних десятилетий одной из приоритетных задач для мирового научного сообщества является изучение изменений климата Земли в прошлом, выявление их причин, закономерностей, последствий и составление прогнозов [1].

Современные экосистемы являются наследием изменений климата в результате смен ледниковых и межледниковых циклов, начавшихся 2,6 млн. лет назад и проходивших большей частью без участия человека. Сегодня резкое изменение атмосферных условий, потепление климата, рост концентрации углекислого газа в атмосфере, исчезновение естественных местообитаний, загрязнение природной среды, чрезмерные рыболовство и охота, инвазия в экосистемы патогенных видов и увеличение человеческой биомассы оказались наибольшими экстремальными факторами для живущих организмов [2].

В настоящее время многочисленные исследования биоразнообразия посвящены последним 200 лет (антропоцену). Однако немаловажно и изучение тенденций изменения биоразнообразия в течение голоцена, а также понимание являются ли современные тенденции изменения биоразнообразия продолжением голоценовых тенденций или сейчас мы наблюдаем уникальный и беспрецедентный сценарий изменения биоразнообразия [3, 4].

Источников информации о богатстве и изменениях прошлого биоразнообразия не так много. Надёжным источником для изучения растительного разнообразия прошлого являются палинологические записи, полученные из донных отложений озер.

Алтайская горная страна (АГС), располагающаяся на границе нескольких государств и климатических зон, является интереснейшим и важнейшим объектом для изучения биоразнообразия и природных обстановок голоцена и позднего плейстоцена в Северной и Центральной Азии. Получение высокоразрешающих палеозаписей из озер АГС позволяет детально изучить динамику климата и связанные с этим изменения природных условий и уровня биоразнообразия региона в голоцене и позднем плейстоцене.

**Цель и задачи исследования.** Целью исследования является количественная оценка изменений климата и связь колебаний климата с

рассчитанными количественно изменениями в составе растительности и фиторазнообразия для позднеледниковья и голоцена АГС.

Задачи исследования:

1. Получить высокоразрешающие палеозаписи из ключевых озер АГС.
2. Исследовать полученные палеозаписи комплексом методов, включая палинологический, геохимический и седиментологический анализы.
3. С применением статистических методов рассчитать основные значимые климатические показатели, установить ведущие типы растительности (биомы) и определить индексы палиноразнообразия для полученных палеозаписей.
4. Реконструировать изменения климата, основные закономерности изменений в растительном покрове и фиторазнообразии АГС в позднеледниковье и голоцене.
5. Вписать изменения природных условий АГС в контекст глобальных климатических процессов позднего плейстоцена и голоцена Евразии.

**Основные положения, выносимые на защиту:**

1. Ранний голоцен во всех частях АГС был относительно аридным. Значительное увеличение осадков происходит только около 8 т.л.н. Это предполагает, что в раннем голоцене вся территория АГС находилась вне зоны действия азиатского муссона; климат формировался под воздействием событий в Северной Атлантике.
2. Малый ледниковый период (МЛП) в АГС состоял из двух фаз: относительно аридной между 1400-1500 годами и гумидной между 1500-1700 годами. Это сближает АГС с аридной Центральной Азией и отличает от муссонной юго-восточной Азии.
3. Максимальные перестройки таксономического состава растительных сообществ в АГС происходили только на рубеже голоцена и плейстоцена. Никаких резких изменений растительности и фиторазнообразия в другие периоды голоцена не происходило.
4. Увеличение площадей леса и гумидности в аридных и полуаридных районах Алтая и сопредельных территорий приводило к увеличению растительного

биоразнообразия из-за образования большего количества различных в экологическом отношении местообитаний. В гумидных таежных районах Алтая прошлое фиторазнообразие увеличивалось, наоборот, при усилении аридности, сокращении площадей леса и развитии степных и пустынных сообществ.

**Научная новизна исследований.** Впервые для территории АГС рассчитаны количественные показатели климата и индексы фиторазнообразия для конца МИС2 и голоцена.

**Теоретическая ценность и практическая значимость работы.** Результаты настоящего исследования выявляют основные закономерности изменения климата и фиторазнообразия АГС за последние тысячелетия. Исследования выполнены с высоким временным разрешением, что позволяет использовать эти данные для моделирования прошлого климата и прогнозов его изменения для территории Евразии. Все количественные данные загружены в базу данных PANGAEA, доступны для мирового научного сообщества и уже используются в научных работах по прогнозированию и моделированию климата. Результаты исследования альфа и бета-фиторазнообразия могут быть использованы для оценки изменения состава растительности в разные периоды голоцена Евразии, в том числе и для выяснения степени влияния человека на растительный покров и для прогнозирования изменения биоразнообразия в будущем. Результаты исследования могут служить базой для построения современных схем рационального природопользования АГС с учетом описанной в работе специфики изменения растительного разнообразия в аридных и гумидных районах Алтая.

**Публикация и апробация результатов исследования.** Материалы, которые легли в основу диссертационной работы, были представлены на международном конгрессе INQUA (2019), международных конференциях «Палеолимнология Евразии» (2020, 2018), международном конгрессе European Geological Union, EGU (2018, 2015, 2012, 2009, 2008), международной конференции PAGES Open Science Meeting, OSM (2017, 2013), а также на других международных и всероссийских конференциях. Непосредственно по результатам данного исследования опубликовано 46 статей, из них 26 в журналах, цитируемых WoS и Scopus; в журналах, имеющих первый квартиль Q1 – 17.

**Декларация личного участия автора.** Автор настоящего исследования руководила работами по пробоотбору или принимала личное участие в пробоотборе донных отложений восьми озер; участвовала в лабораторной подготовке кернов и образцов для палинологического и изотопного анализов; просмотрела 765 палинологических образцов, принимала участие в XRF сканировании трех кернов донных отложений. Все расчеты количественных показателей климата, биомизация и расчеты индексов биоразнообразия проводились автором лично или при участии проф. К. Цао. Интерпретация количественных результатов комплексного исследования кернов донных отложений озер полностью проведена автором. Под руководством автора в рамках данной тематики осуществлялись два проекта РФФИ и один проект РНФ.

**Благодарности.** Автор хотела бы поблагодарить коллег-соисполнителей совместных проектов РНФ и РФФИ, участвовавших в комплексных анализах колонок донных отложений (Л.Б. Назарову, Л.А. Пестрякову, О.В. Палагушкину, А.В. Дарьина, И.А. Калугина, Л.С. Сырых, М.Р. Павлову, И.М. Грекова). Особой благодарности заслуживают коллеги из Института полярных и морских исследований им. А. Вегенера У. Херцшух и Б. Бискаборн за всестороннюю помощь при проведении палинологических и геохимических анализов кернов. Хочется поблагодарить всех участников экспедиций по отбору донных отложений (С.К. Кривоногова, А.М. Мороза, Т.А. Семину, С.Е. Карачурину, М.В. Антонову) и лабораторной обработки образцов (Н.А. Жилич). Отдельно хочется выразить благодарность коллегам-палинологам, которые принимали участие в обработке палинологических образцов – С.В. Жилич и О.Б. Кузьминой.

## **Глава 1. История палеолимнологических исследований Алтайской горной страны**

Палеолимнологические исследования служат основой для палеобиогеографических реконструкций природной среды, по крайней мере, за несколько десятков тысячелетий. В последние десятилетия палеолимнология переживает бурный рост в результате развития техники бурения озер, появления новых прокси данных, которые можно использовать для палеореконструкций, развития статистических подходов к моделированию климата и природной среды

прошлого. Все это позволило углубиться в проблемы изменения климата и антропогенного влияния на природу, исследовать прошлое биоразнообразие и сукцессионные процессы в экосистемах, а также прогнозировать развитие природной среды в будущем, используя калибровочные функции.

АГС и прилегающие к ней территории богаты озерами, а, следовательно, являются перспективными для палеолимнологических исследований. При этом работ по изучению озерных отложений АГС не так много.

Наиболее полные работы по палеолимнологии современных озер Российского Алтая выполнены Т.А. Бляхорчук с коллегами. Им удалось получить несколько длинных кернов донных отложений озер Улаганского плато (Республика Алтай) и озер Груша и Ак-Холь (Республика Тыва), которые охватывают терминацию позднего плейстоцена и весь голоцен [5,6,7]. Кроме палинологического анализа, для колонок донных отложений озер Груша и Ак-Холь были выполнены анализы диатомовых водорослей [8] и хирономид [9]. Это позволило достаточно полно описать динамику климата, растительности и флуктуации уровня озер для этой территории на качественном уровне.

Самое большое озеро АГС – озеро Телецкое, несмотря на постоянный интерес к нему исследователей, в палеолимнологическом отношении изучено недостаточно. Причинами тому являются большие глубины, сложное тектоническое сложение дна, неодинаковые скорости осадконакопления в разных частях озера. Короткие керны донных отложений озера Телецкое были получены исследователями ИГМ СО РАН [10-15] и изучены комплексом геохимических и биологических методов. Максимальное хронологическое разрешение для колонок донных отложений из озера Телецкое на сегодняшний день 4,2 т.л.н.

В Монгольском Алтае первые палеолимнологические исследования были организованы Совместной Советско-Монгольской геологической и Советско-Монгольской палеонтологической экспедициями АН СССР и АН МНР, затем продолжены Совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедицией АН СССР и АН МНР при участии сотрудников Института озероведения АН СССР [16, 17]. В результате проведенного изучения вскрывающихся древних озерных отложений удалось расчленивать континентальные мезозойские и кайнозойские образования Монголии, провести их корреляцию и

составить стратиграфические схемы. Однако современные донные отложения были исследованы только для двух озер, относящихся к Монгольскому Алтаю - Хотон-Нур и Ачит-Нур [16]. В настоящее время в северной части Монгольского Алтая активно работает группа ученых под руководством Ю. Ункельбах [18, 19, 20].

Свидетельства существования на территории Алтая больших палеоозер также зафиксированы [21-23]. Изучение их отложений представляет собой отдельную перспективную и не до конца проработанную отрасль палеолимнологической науки. Большие озера, подпруженные льдом, существовали, например, в Чуйской и Курайской котловинах в позднем плейстоцене [21-26].

В настоящее время большой интерес к палеолимнологическим исследованиям китайской части АГС испытывают китайские ученые. В последние декады было опубликовано несколько обзорных работ и исследований по отдельным озерам [27-31].

## **Глава 2. Современные физико-географические условия Алтайской горной страны**

Район исследований настоящей работы охватывает АГС и некоторые прилегающий к ней территории, которые были связаны с ней в процессе своего исторического развития и озерные отложения которых отражают региональную динамику природных изменения и самого Алтая. Таким образом, территория изучения простирается с севера на юг с  $53^{\circ}$  до  $44^{\circ}$  с.ш. и с запада на восток от  $79^{\circ}$  до  $101^{\circ}$  в.д. (рис. 1).

С севера на юг в состав исследуемой территории входят южная часть Обь-Иртышского междуречья (Кулундинская степь), Предалтайская равнина, хребты и котловины Российского Алтая, хребты осевой части Монгольского Алтая и его отроги (хребты Хархира, Тургэн, Хан-Хухэйн, Цаган-Шибету), расположенная между отрогами Монгольского Алтая северная часть Котловины Больших Озер, хребты Гобийского Алтая и прилегающие к нему части Долины Озер (рис. 1).

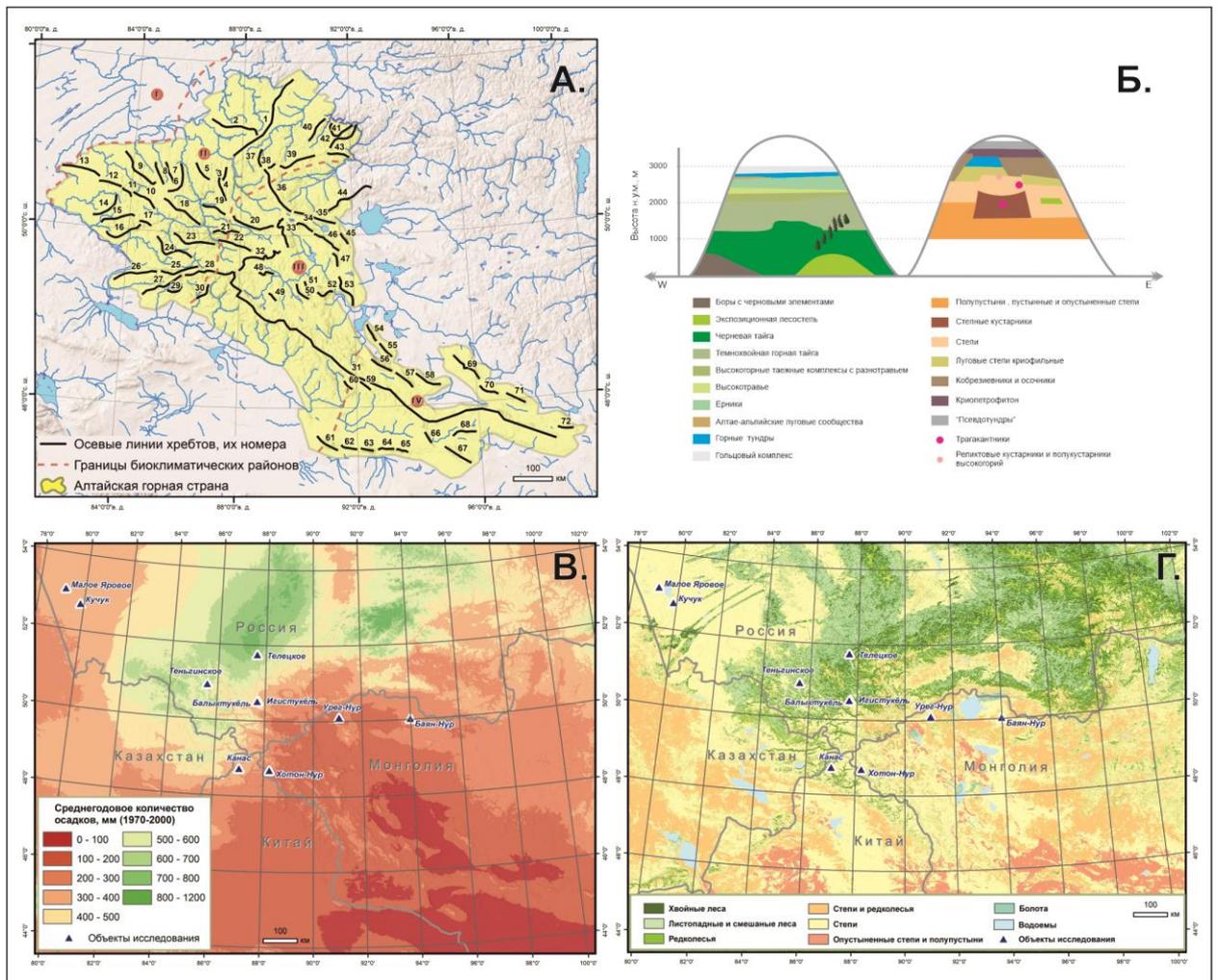


Рисунок 1 - Карта исследуемой территории. А. Орографическая схема Алтайской горной страны (биоклиматические районы: I – степной предалтайский; II – горный российско-алтайский; III – горный монголо-алтайский и IV – горный гобийско-алтайский). Б. Типы высотной поясности Алтайской горной страны. В. Объекты исследования и распределение среднегодовых осадков на территории Алтайской горной страны и сопредельных регионов Г. Объекты исследования и карта растительности Алтайской горной страны и сопредельных регионов.

Большинство хребтов Алтая характеризуются всеми чертами альпинотипного рельефа: крутыми гребневидными водоразделами с широким развитием ледниковой экзарации, осыпными и обвально-осыпными склонами или относятся к типу высоких эрозионно-денудационных гор с участием равнинных поверхностей выравнивания. На юге Монгольского Алтая встречается и третий морфогенетический тип – высокие глубоко расчлененные эрозионно-структурные горы, образующие систему хребтов северо-западного направления [32, 33]. К наиболее мощным горным узлам, несущим современное оледенение, можно отнести Табын-Богдо-Ула (4374 м), Цаст-Ула (4193 м), Мунх-Хайрхан (4204 м),

массив Биш-Иирду (4173 м), Сутай (4090 м), Монгун-Тайга (3970 м). Современное оледенение Алтайских гор составляет около 344 км<sup>2</sup>; 18 алтайских хребтов несут современное оледенение [34].

При этом все без исключения хребты имеют следы древних оледенений. Максимальные стадии развития оледенения АГС в плейстоцене реконструируются в МИС4 (74–71 т.л.н.) и в МИС2 (25–17 т.л.н.) [35]. Однако в голоцене Алтай также испытывал наступления ледников. Голоценовые моренные комплексы в троговых долинах Северо-Чуйского хребта датируются тремя периодами наступления ледников: 4,9-4,2 т.л.н. (Аккемская стадия), 2,3-0,7 т.л.н. (историческая стадия) и 13-19 веками (МЛП, стадия Актру) [36, 37].

Главные водные артерии АГС принадлежат бассейну Северного Ледовитого океана или имеют сток в замкнутые котловины Центральной Азии. К первым относится берущая свое начало на Южно-Чуйском хребте р. Чуя, принадлежащая бассейну р. Оби, к последним - стекающие с Монгольского Алтая крупные реки Хархира, Буянт, Ховд, Цэнхер с многочисленными притоками и текущие с Хангая реки Дзабхан и Тэс. Крупные межгорные котловины расположены на высоте около 1000 м н.у.м., часть их территории занята современными озерами (Убсу-Нур, Урэг-Нур, Ачит-Нур, Бон-Цаган-Нур и др.) - реликтами древних обширных водоемов, заполнявших Котловину Больших Озер и Долину Озер [17]. Высокогорья Алтая также характеризуются большим количеством ледниковых озер: Мультинские, Кучерлинское, озера плато Укок, Толбо-Нур, Хотон-Нур, Даян-Нур и др.

Многолетняя мерзлота сохраняется во всех котловинах АГС, однако перигляциальные процессы ограничены малой увлажненностью почвы. Активные перигляциальные процессы распространены только в верхних поясах гор выше 2500 м н.у.м. или вблизи рек, где высокий уровень грунтовых вод поддерживает развитие пинго и туфуров [38].

Территория АГС расположена в центре Азии и в целом характеризуется континентальным климатом. В течение года над Алтаем преобладает западный воздушный перенос, а зимой господствует сибирский антициклон [39]. Западный перенос выражается в уменьшении количества осадков к востоку, при этом на западных макросклонах выпадает больше осадков. Действие сибирского антициклона выражается в том, что континентальность климата увеличивается в

восточном направлении; частые зимние снежные бури возникают в результате взаимодействия антициклона с атлантическим переносом. Вариации температур составляют от средних зимних ниже  $-20^{\circ}\text{C}$  до средних летних около  $20^{\circ}\text{C}$ . Наибольшее количество осадков наблюдается в западных и северных частях Алтая (более 1000 мм в год) (рис. 1В). Восточные части Монгольского Алтая, находящиеся в дождевой тени, характеризуются более аридным климатом и осадками не более 200-400 мм в год. В Котловине Больших Озер годовое количество осадков не превышает 50 мм [35].

Разнообразие природных условий Алтая обуславливает уникальность и мозаичность его растительного покрова (рис. 1Г). На формирование растительного покрова Алтайских гор влияют факторы как горизонтальной и вертикальной зональности, так и секторальности (долготной зональности). Распространение растительности АГС следует градиенту уменьшения влажности и увеличения температуры с севера на юг и увеличения континентальности с запада на восток [40, 41].

В целом, Алтай расположен в Европейско-Азиатской степной подобласти Голарктики [42]. Лесной пояс Российского Алтая соединяется с лесной зоной Сибири через леса Кузнецкого Алатау. Лесостепная зона примыкает к Алтайским горам на северо-западе [43]. Однако определить зональную принадлежность всей АГС затруднительно из-за размытости границ зон на севере, востоке и западе территории. Только южная граница проходит по гобийским равнинам, занятым настоящими пустынями [33].

На территории Алтая проходит природная граница между двумя секторами Северной Азии (Западносибирско-Среднеазиатско-Гималайским и Центральносибирско-Центральноазиатско-Индокитайским). В Алтайских горах эта граница тянется широтно по Саянскому хребту, затем по Чулышманскому нагорью, между Курайской и Чуйской котловинами на юго-запад до Укока, после узла Таван-Богдо-Ула уходит на восток по хребтам Монгольского Алтая, а затем снова на юго-запад через Восточный Тянь-Шань. Эта изломанная линия является западной границей наибольшей континентальности Центральной Азии [44].

Особенности горизонтальной зональности и секторальности определяют наличие двух основных типов высотной поясности в Алтайских горах – с

развитием лесного пояса и с выклиниванием лесного пояса (рис. 1Б). Первый тип - бореальный или таежноюжносибирский - является доминирующим в Российском Алтае. Он характеризуется выпадением степей, наличием широкой полосы тайги, развитием ерников и разнотравья в субальпийском поясе, а тундр и гольцов в высокогорьях. Второй тип поясности (центральноазиатский) с развитым степным поясом характерен для юго-восточной части региона. Кроме этих двух господствующих типов, на Алтае встречается также ряд переходных типов вертикальной зональности [40].

На территории Алтайской горной страны выделяются два типа растительности самого высокого ранга – бореальный и древнесредиземный флороценоотипы. В состав бореального флороценоотипа входят группы типов растительности - криогумидная (темнохвойная и светлохвойная тайга, луга, болота, горные тундры), гумидная (черневая тайга, высокотравье), криосемигумидная (сосновые боры, нагорноазиатские кустарники, лугостепи, кобрезиевники) и семиаридная (различные варианты степей) [40].

Сложный состав флоры Алтайской горной страны определяется ее географическим положением - на стыке Бореального и Древнесредиземноморского флористических подцарств Голарктики [45]. Флора Алтая насчитывает около 2700 видов сосудистых растений [44]. В таксономическом составе флоры наиболее представлены семейства Asteraceae, Poaceae, Fabaceae, Cyperaceae и Rosaceae, что характеризует ее как голарктическую.

АГС очень разнородна как в климатическом, так и в ландшафтном и ботанико-географическом отношениях, поэтому в настоящей работе проведено условное биоклиматическое районирование рассматриваемой территории, главным образом, на основании среднегодового количества осадков. Выделено четыре биоклиматические района: I – степной предалтайский, включающий Кулундинскую степь и Предалтайскую равнину (100-500 мм/г); II – горный российско-алтайский, включающий северо-западный, северо-восточный и центральный Российский Алтай (500-1200 мм/г); III – горный монголо-алтайский (100-300 мм/г) и IV – горный гобийско-алтайский (0-200 мм/г) (рис. 1А).

## Глава 3. Материалы и методы исследования

### 3.1. Материалы исследования

Материалами настоящего исследования являются колонки донных отложений озер, отобранные в разных частях Алтая и сопредельных территорий (рис. 1В,Г). Всего опробовано десять озер и исследовано 12 кернов донных отложений. Описание озер дается с севера на юг.

Озеро Малое Яровое ( $53,3^0$  с.ш.,  $79,11^0$  в.д., 96 м н.у.м.) расположено в Табунском районе Алтайского края (АК). Размеры озера 7х6 км, площадь  $35 \text{ км}^2$  и максимальная глубина около 5 м. Озеро содовое бессточное. Озеро Кучук ( $52,69^0$  с.ш.,  $79,84^0$  в.д., 98 м н.у.м.) расположено в Благовещенском районе АК. Это самое большое бессточное озеро в Кулундинской низменности. Размеры озера 20х10 км; площадь  $166 \text{ км}^2$ ; максимальная глубина 3 м. Озеро горько-соленое, сульфатное с высокой минерализацией (около 300 г/л). В озеро впадают небольшие речки Кучук и Солоновка. Керны донных отложений озер Кучук и Малое Яровое (310 и 497 см, соответственно) получены поршневым пробоотборником в июне 2016 г. в ходе совместной экспедиции с С.К. Кривоноговым (ИГМ СО РАН). Керн из озера Кучук (KU) был отобран с глубины 2,9 м ( $52^{\circ}41'58,812''$  с.ш.,  $79^{\circ}50'48,52''$  в.д.). Керн из озера Малое Яровое (MYr) отобран из центра озера с глубины 3,6 м ( $53^{\circ}5'1,752''$  с.ш.,  $79^{\circ}7'19,524''$  в.д.).

Озеро Телецкое ( $48-53^0$  с.ш.,  $82-90^0$  в.д., 434 м н.у.м.) расположено в Турочакском и Улаганском районах Республики Алтай (РА). Площадь озера составляет  $223 \text{ км}^2$ , а водосбора достигает  $20400 \text{ км}^2$ . Длина озера 77,8 км, средняя ширина 2,9 км. Длина береговой линии 181 км. Максимальная глубина озера 325 м, средняя – 174 м. Озеро ультрапресное. Впадает в озеро около 70 рек и 150 временных водотоков, но наиболее крупная река Чулышман, впадающая в южную оконечность озера, дренирует 84% площади водосбора и даёт 70% водопритока. Единственный исток – р. Бия, которая берет начало в северо-западной части озера [15, 46]. Керн *Tel-2001-2004* был получен в 2001 и в 2004 годах. В 2001 году керн длиной 110 см был взят с глубины 330 м в самой глубокой части озера ( $51^{\circ}43'$  с.ш.,  $87^{\circ}39'$  в.д.) с помощью гравитационного пробоотборника И.А. Калугиным и А.В. Дарьиным (ИГМ СО РАН). Верхние 20 см отобраны пробоотборником Wildco box. Керн 2001 года скоррелирован с керном, отобранным в 2004 годы из той же точки,

на основании стратиграфии керна и величины магнитной восприимчивости на глубине керна 90 см. Длина объединенного керна *Tel 2001–2004* составила 173 см [15]. Керн *Tel 2006* был получен в 2006 году с поверхности подводного хребта им. С. Лепневой в северной части озера (51°44,99' с.ш., 87°37,414' в.д.) с глубины 90 м. Керн был отобран гравитационным пробоотборником. Длина керна 194 см [15].

Озеро Теньгинское (50,93<sup>0</sup> с.ш., 85,56<sup>0</sup> в.д., 1185 м н.у.м.) расположено в Онгудайском районе РА. Размеры озера 1650x1400 м, площадь 1475 км<sup>2</sup>, максимальная глубина 7,2 м. По гидрохимическому составу воды озера гидрокарбонатные кальциевые, пресные [47]. Озеро занимает пониженный участок обширной горной впадины, носящей название Теньгинской степи. Питание озера осуществляется главным образом за счет небольших притоков, рек Борбок, Ишагаш и Верх-Кокса, а также за счет атмосферных осадков и подземных вод. Из озера вытекает одна небольшая река Теньга. В 2019 г. с помощью гравитационного пробоотборника UWITES с максимальной для озера глубины 7,2 м был получен керн донных отложений *Tg2019-1* (1,86 м, 50°55'45,192" с.ш., 85°33'49,572" в.д.).

Озеро Балыктукель (50,53<sup>0</sup> с.ш. 87,70<sup>0</sup> в.д., 1842 м н.у.м.) расположено в Улаганском районе РА. Озеро питается, в основном, талыми водами; в озеро впадает небольшая речка и вытекает речка, впадающая в реку Сарыачик. Озеро Игистукель (50,51<sup>0</sup> с.ш., 87,66<sup>0</sup> в.д., 1925 м н.у.м.) расположено в Улаганском районе РА. Питание за счет талых вод и атмосферных осадков. Из озера вытекает речка, впадающая в реку Сарыачик. Керны донных отложений из озёр Балыктукель (*БК*) и Игистукель (*ИК*) были отобраны в 2017 и 2018 годах гравитационным пробоотборником Uwites. Керн *БК2018* (50°32'2,796" с.ш., 87°42'28,368" в.д.) был отобран с самой глубокой точки озера 23,9 м, длина керна 2,35 м. Керн *ИК2017* (50°30'58,968" с.ш., 87°40'9,732" в.д.) длиной 0,97 м был отобран с глубины 28,2 м; керн *ИК2018* (50°30'58,752" с.ш., 87°40'8,796" в.д.) длиной 2 м был отобран с глубины 28,6 м.

Озеро Урег-Нур (50.13<sup>0</sup> с.ш., 91.24<sup>0</sup> в.д., 1425 м н.у.м.) расположено в Улангомском аймаке (МНР). Озеро бессточное, в него впадает только одна относительно крупная река Каргы (Харигийн-Гол), берущая начало на Шапшальском хребте. Озеро имеет размеры 20×18 км и площадь 237 км<sup>2</sup> с максимальными глубинами до 42 м [48]. Вода в нем горько-соленая (5,1 г/л),

щелочная, насыщена карбонатными и бикарбонатными ионами [17]. Озеро было опробовано в 2017-2018 годах. Керн *UN2017* (0,93 м; 50°6'11" с.ш., 91°3'25" в.д.) отобран в самой глубокой части озера (41,1 м) гравитационным пробоотборником UWITEC.

Озеро Баян-Нур (49,98° с.ш., 93,95° в.д., 932 м н.у.м.) расположено в Убсунурском аймаке (МНР). Озеро относится к Убсунурской котловине и является одним из самых северных озер Котловины Больших Озер. В озеро впадает только одна река Хойт-Гол, которая берет начало в Восточном Танну-Ола. Из озера вытекает только река Цаган-Гол. Баян-Нур - это пресное олиго- или мезотрофное озеро с максимальными глубинами около 29 м и площадью 32 км<sup>2</sup> [49]. Керн *BN2016-1* (50°0'38,592" с.ш., 93°58'28,200" в.д.) длиной 1,12 м был получен в самой глубокой части озера (29 м) в 2016 году с помощью гравитационного пробоотборника UWITEC.

Озеро Канас (48,7° с.ш., 87,02° в.д., 1365 м н.у.м.) расположено Алтайском районе Синьцзян-Уйгурского автономного района (КНР). Озеро имеет размеры 25x2 км и средние глубины около 97 м [50]. Озеро питается ледниками, расположенными на массиве Табын-Богдо-Ула. Через озеро протекает река Канас, берущая начало на пике Куйтэн-Уул. Керн донных отложений *KNS11-B* (48°43'23"с.ш., 87°01'22"в.д.) длиной 2,44 м был получен в юго-восточной части озера с глубины 19,85 м с применением поршневого пробоотборника К. Хуангом (Университет Ланчжоу, Китай) [29].

Озеро Хотон-Нур (48,6° с.ш., 88,3° в.д., 2083 м н.у.м.) в Баян-Ульгийском аймаке (МНР) в межгорной тектонической впадине в северной части Монгольского Алтая. Озеро имеет площадь 50,1 км<sup>2</sup> при длине около 21,5 км и наибольшей ширине 4 км. Средние глубины озера составляют 26,6 м с максимальными отметками около 58 м [51]. Озеро олиготрофного типа; воды его относятся к гидрокарбонатно-натриевой группе. Основное питание озера осуществляется реками Каратыр и Аксу. В 2004 г. в юго-восточной части акватории оз. Хотон-Нур (48°37'18,1" с.ш., 88°20'45" в.д.) на глубине 35 м И.А. Калугиным и А.В. Дарьиным (ИГМ СО РАН) была пробурена скважина и получена колонка донных осадков мощностью 2,57 м (*Hoton-2*) [51]. Керн *Hoton-1* (используемая для реконструкций часть составляет 3,75 м) был получен в 1980 году в рамках Советско-Монгольской

комплексной биологической экспедиции из центральной части небольшой бухты в северо-восточной части озера с глубины 4,8 м [16, 52].

### 3.2. Методы исследования

Пробоотбор донных отложений проводился с использованием донных пробоотборников гравитационного или поршневого типов. Датирование кернов исследуемых озер выполнено с применением радиоуглеродного анализа в разных лабораториях. Всего выполнено 118 датировок. Для озера Телецкое уточнение возрастных моделей посредством расчета скоростей осадконакопления проводилось при помощи измерения содержания изотопов  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{137}\text{Cs}$  [15]. Возрастные модели построены в программе R Bacon 2.2 [53].

Седиментологический анализ заключался в последовательном удалении основных компонентов осадка (аутигенная, органигенная и терригенная фракции), взвешивании и расчете процентного соотношения каждой фракции.

Анализ на общее содержание органического углерода (TOC, total organic carbon), изотопный анализ углерода ( $\delta\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ ) в образце и в пылевом мацерате, а также анализ на содержание азота ( $\text{TN}^{15}$ , total nitrogen) проводился в лаборатории стабильных изотопов Тайнаньского университета (Тайвань) и в ЦКП “Геохронология кайнозоя” ИАЭТ СО РАН.

Для установления элементного состава кернов донных отложений применялся метод рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). РФА сканирование кернов озер Балыктукёль и Игистукёль на спектрометре Avaatech проводилось в Федеральном институте земледения и природных ресурсов (BGR, Берлин, Германия).

Образцы на спорово-пыльцевой анализ отбирались с интервалом 1-2 см и химически обрабатывались с применением усовершенствованной в палинологической лаборатории PaleoData ИАЭТ СО РАН методики [54]. Подсчет пылевых зерен и спор проводился с помощью светового микроскопа Zeiss AxioImager D2. Результаты палинологического анализа отражены на спорово-пыльцевых диаграммах, построенных с применением новых версий программ Tilia-TiliaGraph и CONISS.

Метод биомизации применялся для количественной реконструкции растительности по палинологическим данным. Биомы представляют собой крупную региональную или субконтинентальную биосистему, характеризующуюся каким-либо основным типом растительности (тундра, тайга, степь, широколиственные листопадные леса, пустыни и т.д. [55]. Составляющими биомов служат единицы более мелкого ранга – функциональные типы растительности (ФТР). Суть метода состоит в том, что каждый таксон на основании его жизненной формы, экологии и отношения к некоторым климатическим показателям попадает в определенный ФТР [56]. Результат распределения таксонов по ФТР отражается в виде ФТР-таксонной матрицы. ФТР объединяются в биомы, образуя ФТР-биомную матрицу. Набор определенных ФТР характеризует определенный биом. В итоге создается таксон-биомная матрица, в которой каждый палинотаксон отнесен к одному или нескольким биомам. Результат реконструкции выражается количественно в виде веса (scores) каждого биома в определенном спектре. Определяющим биомом будет тот, который имеет наибольший вес.

Изменение фиторазнообразия в палеозаписях оценено в отношении трендов альфа- и бета-разнообразия. Все анализы выполнены в статистической программе R [57] и CANOCO 5 [58]. Альфа-разнообразие каждого набора данных оценивалось таксономическим богатством, числом наиболее распространенных (фоновых) таксонов и количеством доминирующих таксонов при помощи анализа по Хиллу ( $N_0$ ,  $N_1$  и  $N_2$  соответственно) [59, 60], выравненность сообществ рассчитана как  $N_2/N_0$  [59, 61].

Для расчета бета-разнообразия (species turnover) относительно временной шкалы использовался детрендрованный канонический анализ соответствий (detrended canonical correspondence analysis, DCCA), выраженный в величинах стандартных отклонений (standard deviation, SD) [62]. Изменения средневзвешенных баллов по выборке (WA, weighted average sample scores) отражают изменения композиционного состава в единицах стандартного отклонения (SD) вдоль временного градиента [63, 64].

Для расчета климатических параметров использовалась база данных современных поверхностных палинологических спектров для Центральной Азии

[65] и юга Западной Сибири (не опубликовано). В этой работе использовались 800-1000 точек с поверхностными палинологическими спектрами, расположенные в радиусе 1000-1200 км от объектов изучения. Для каждой точки приведены основные климатические показатели, усредненные за 30 лет [66]. Современные данные использовались для создания калибровочной базы данных, при помощи которой рассчитывались три основных климатических показателя: среднегодовое количество осадков (mean annual precipitation, PANN), средние температуры самого теплого месяца ( $T_{\text{july}}$ ) средние температуры самого холодного месяца ( $T_{\text{jan}}$ ). Наиболее статистически значимым показателем оказался PANN, однако в Таблице 2 приводятся и рассчитанные значения  $T_{\text{july}}$  для обозначения общих трендов изменения температуры. Реконструкция выполнена при помощи функции WAPLS (Weighted averaging partial least squares) в пакете *rioja* 0.7-3 [67] в R [57] и программе CANOCO 5 [58]. Для керна *BN2016* из озера Баян-Нур  $T_{\text{july}}$  рассчитаны по данным анализа остатков хирономид Л.Б. Назаровой (описание методики в [68]).

## Глава 4. Результаты исследования

### 4.1. Хронология и возрастные модели

Хронологические рамки исследования кернов отражает таблица 1. Для калибровки радиоуглеродных возрастов применялась встроенная в *Vacon* 2.2 калибровочная кривая *Intcalib2013* [53].

Таблица 1 - Возраст колонок донных отложений исследованных озер, основанных на результатах радиоуглеродного датирования и рассчитанной возрастной модели.

| Озеро        | Керн ID             | Глубина отбора, м | Длина, м | Возраст, т.л.н.* | Количество дат | $C^{14}$ |
|--------------|---------------------|-------------------|----------|------------------|----------------|----------|
| Малое Яровое | <i>MYr</i>          | 3,6               | 4,97     | 12,9             | 19             |          |
| Кучук        | <i>KU</i>           | 2,9               | 3,1      | 13,8             | 8              |          |
| Телецкое     | <i>Tel2001-2004</i> | 330               | 1,73     | 1,45             | 2              |          |
|              | <i>Tel2006</i>      | 90                | 1,94     | 4,25             | 16**           |          |
| Теньгинское  | <i>Tg2019-1</i>     | 7,2               | 1,86     | 5,5              | 5              |          |
| Бальгтукёль  | <i>BK2018</i>       | 23,9              | 2,35     | 6,95             | 12             |          |
| Игистукёль   | <i>IK2017</i>       | 28,2              | 0,97     | 3,8              | 3              |          |
|              | <i>IK2018</i>       | 28,6              | 2        | 7,2              | 10             |          |
| Урег-Нур     | <i>UN2017</i>       | 42                | 0,93     | 2,05             | 5              |          |
| Баян-Нур     | <i>BN2016</i>       | 29                | 1,12     | 2,9              | 5              |          |
| Канас        | <i>KNS11-B</i>      | 19,8              | 2,44     | 13,4             | 9              |          |
| Хотон-Нур    | <i>Hoton-2</i>      | 35                | 2,57     | 11,5             | 10***          |          |

\*Здесь и далее: т.л.н.= cal yr BP (BP=1950 г.)

\*\*Распределение дат относительно глубины выявило значительный резервуарный эффект. Для получения более надежной хронологии было произведено измерение содержания изотопов цезия  $^{137}\text{Cs}$  и свинца  $^{210}\text{Pb}$  [14, 15].

\*\*\*Только одна дата оказалась пригодной для построения возрастной модели для керна *Hoton-2*. Возрастная модель рассчитывалась на основании построения корреляции палинологических событий с датированным керном *Hoton-1* и с учетом единственной пригодной даты *Hoton-2* [51].

#### **4.2. Результаты седиментологического анализа и определения общего органического углерода и изотопных соотношений углерода и азота**

Седиментологический анализ проведен для озер Кучук, Малое Яровое и Телецкое. Анализ содержания общего углерода, а также стабильных изотопов углерода проведен для озер Кучук, Телецкое, Балыктукель, Игистукель, Баян-Нур и Хотон-Нур. Анализ на общее содержание азота выполнен для озер Кучук, Балыктукель и Игистукель. Все результаты используются как дополнительные данные при реконструкции климата.

Озеро Малое Яровое. Керн *MUr* имеет длину 497 см, из которых озерные отложения покрывают верхние 447 см. В основании озерной толщи располагаются суглинистые пески, опесчаненные суглинки, выше по керну - суглинки с вкраплениями кристаллов соли (галиты, мирабиты и тернадиты), прослой гипса, индикатора осушения, суглинки, богатые солью и в самой верхней части керна отлагается илистый органический осадок (рис. 2). Озерные отложения подстилаются лессовидными формациями, сходными с окружающими озеро отложениями и похожими на ископаемые почвы прослоями (см. детали в [69]). При помощи седиментологического анализа был реконструирован низкий уровень озера в позднем дриасе до 12,2 т.л.н. Повышение уровня озера отмечается с начала голоцена и до 10,6 т.л.н. С 10,6 т.л.н. и до 8,9 т.л.н. уровень озера понижался, но затем опять повысился. Начиная с 6,6 т.л.н. и до 1,3 т.л.н. уровень озера был максимальным.

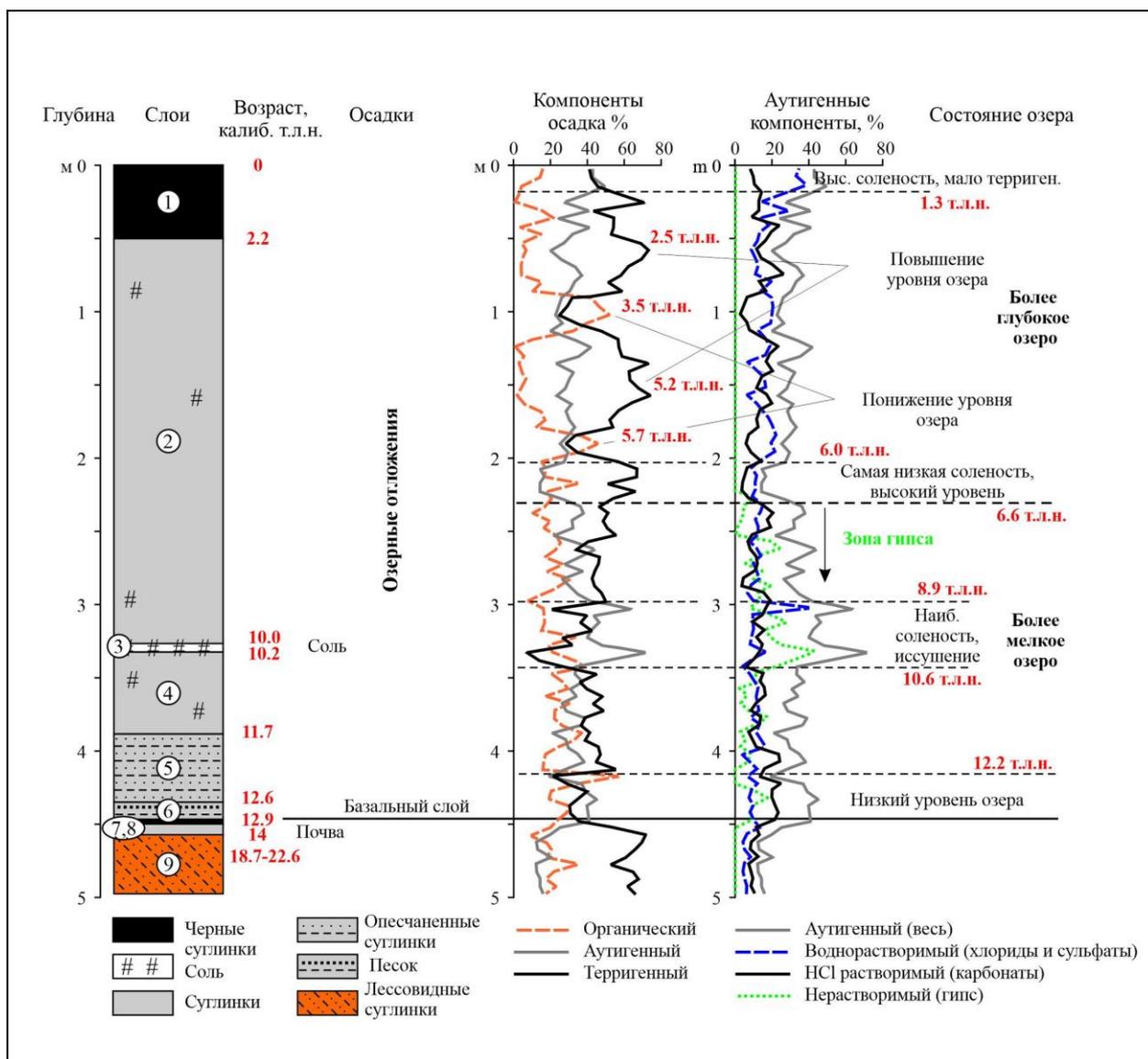


Рисунок 2 - Результаты седиментологического анализа и реконструкция уровня озера Малое Яровое в голоцене (аналитик С.К. Кривоногов, из [69])

Озеро Кучук. Озерная часть керна *KU* составляет 272 см при общей длине керна 310 см (рис. 3). Озерные отложения формируют две серии с границей на глубине 108 см (~5,4 т.л.н.) между базальными песками и опесчаненными суглинками; ниже этой границы кристаллы мирабилита отсутствуют, но обильно появляются выше (детальное описание стратиграфии керна в [69]).

Наиболее глубокий уровень озера согласно седиментологическому анализу реконструирован от начала развития озера и до ~5,4 тыс. лет назад. Далее уровень озера понизился. Прослой соли, датируемый 3,6-1,6 тыс. лет назад указывает на наиболее низкий уровень озера.

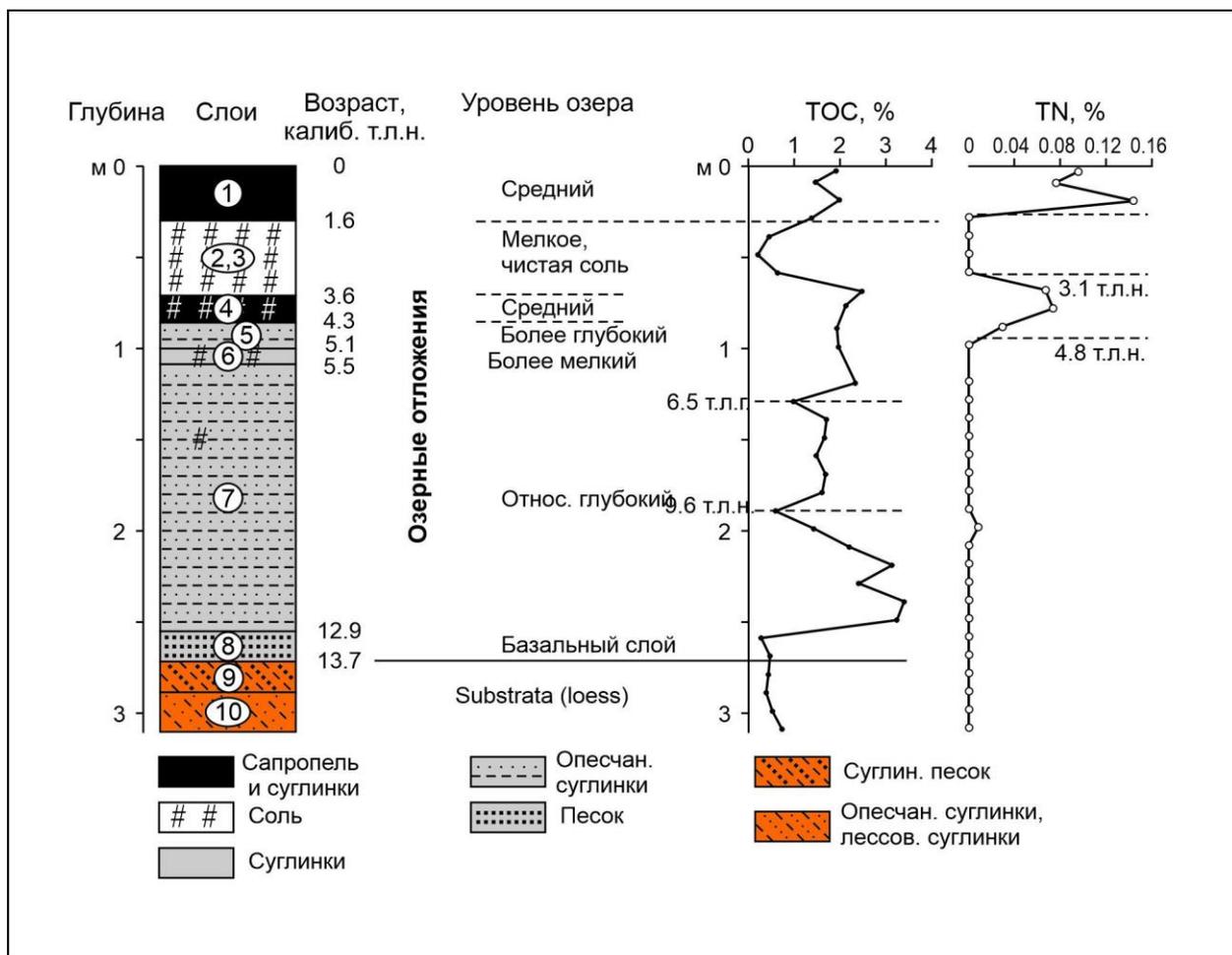


Рисунок 3 - Результаты седиментологического анализа, содержания общего органического углерода (ТОС), общего азота (ТН) и реконструкция уровня озера Кучук в голоцене (из [69])

Соотношение содержания общего органического углерода и общего азота (ТОС/ТН) является важным показателем для оценки автохтонного или аллохтонного источника органического материала [70]. ТОС/ТН имеет значимые показатели только для двух интервалов. В нижнем интервале (60–90 см; 4,3-2,9 т.л.н.) значения ТОС/ТН очень высокие ( $>20$ ), что характеризует аллохтонный органический материал, поступающий от сосудистых наземных растений. В верхней части (0–20 см; 0-1 т.л.н.) значения ТОС/ТН варьируют между 13 и 20, предполагая смешанный источник [71].

Озеро Телецкое. Колонки донных отложений *Tel2001-2004* и *Tel2006* сложены светло-серыми и серовато-зелеными ламинированными глинами и показывают ненарушенные горизонтальные слои без признаков биотурбации. На глубине между 89 и 99 см в керне *Tel2001-2004* отмечен десятисантиметровый см прослой с песком, возможно, турбидит [11]. Для керна *Tel2006* в лаборатории

стабильных изотопов Университета г. Таньнань (Тайвань) в 2010 году сделано 263 измерения содержания стабильных изотопов углерода и общего органического углерода до глубины 162,25 см (~3,6 т.л.н.) (не опубл.; рис. 4).

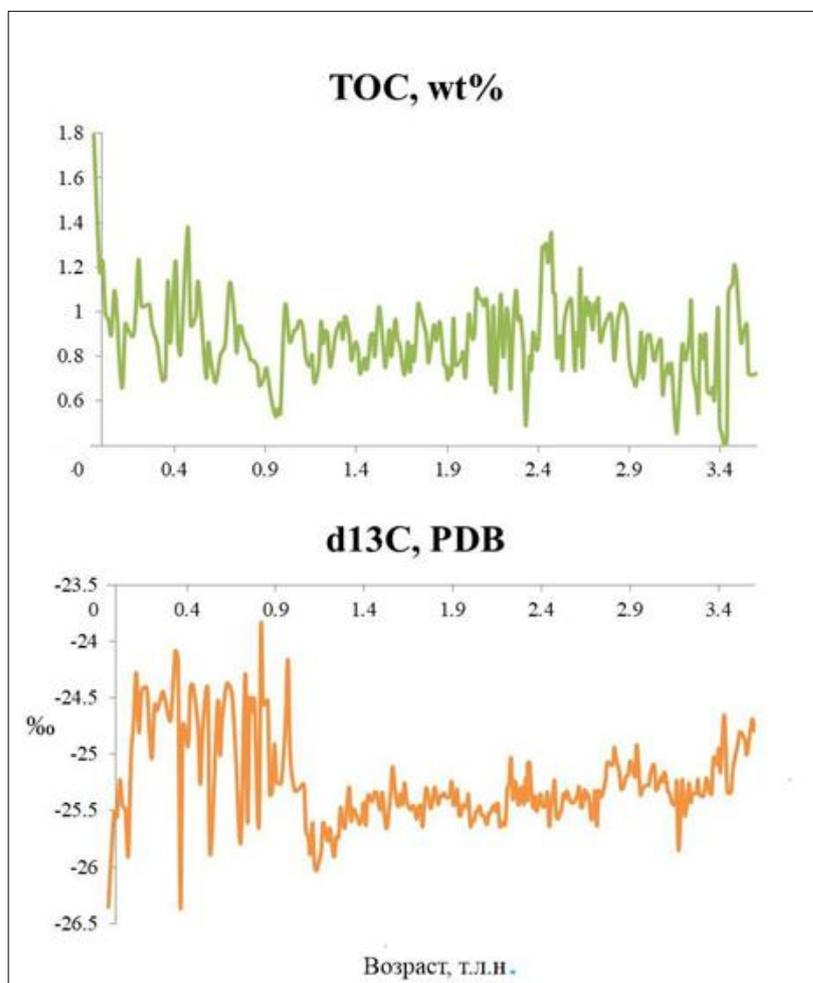


Рисунок 4 - Содержание общего органического углерода и  $\delta^{13}\text{C}$  в керне озера Телецкое (Tel2006)

В целом содержание общего органического углерода в Tel2006 очень низкое: среднее значение составляет 0,9% при максимальном и минимальном значениях 1,8% (2006 год) и 0,4% (3,42 т.л.н.).

Соотношения стабильных изотопов углерода  $\delta^{13}\text{C}$

варьируют от -23,9‰ до -26,4‰ при среднем значении -25,3‰. Резкое изменение значений  $\delta^{13}\text{C}$  в сторону утяжеления изотопного состава отмечается в последние 970-980 лет. Если до этого рубежа среднее значение изотопного соотношения было -25,4‰, то теперь оно становится -24,9‰. При этом разброс значений в верхней части керна становится значительней по сравнению с нижней частью: -23,9‰ – 26,4‰ и -24,7‰ - -26‰, соответственно. Такое резкое изменение поведения изотопной кривой, вероятно, отражает изменения условий осадконакопления в озере в последнюю тысячу лет.

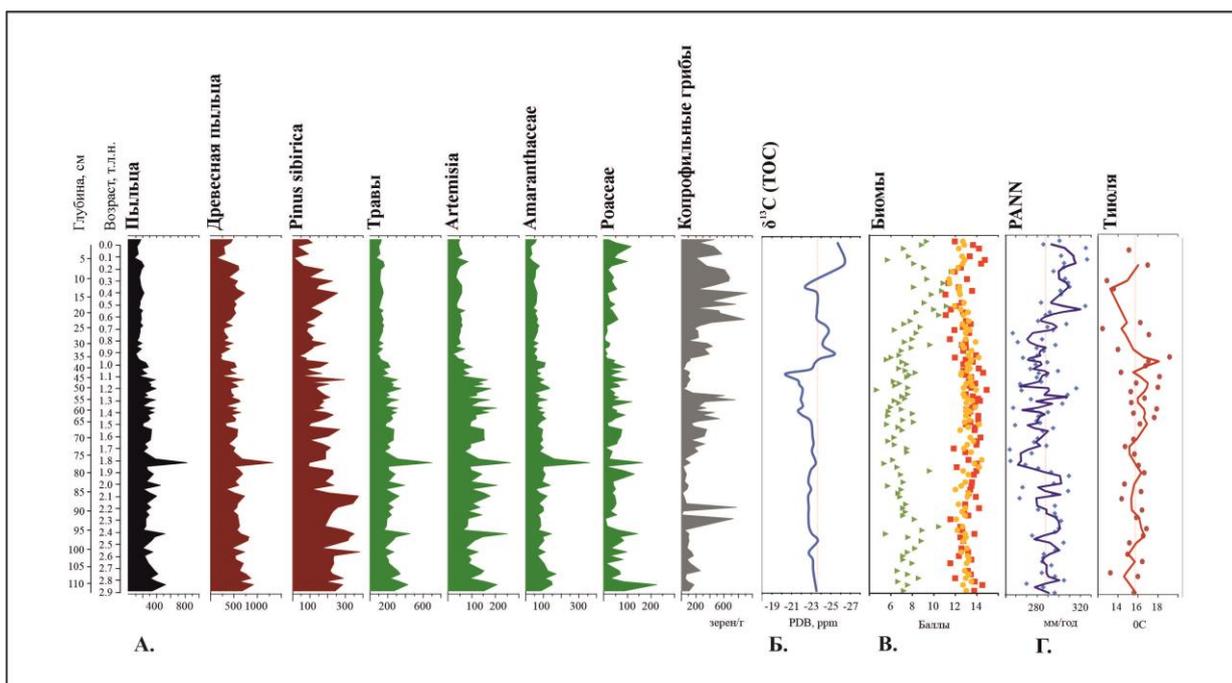


Рисунок 5 - Некоторые реконструированные параметры из керна озера Баян-Нур (BN2016-1). А. Концентрации ведущих палинологических таксонов и копрофильных грибов. Б. Изменения соотношения стабильных изотопов  $\delta^{13}\text{C}$ . В. Биомизация палинологических данных (оранжевый: STEPPE, желтый: DESERT; зеленый: TAIGA). Г. Реконструкция количества среднегодовых осадков (PANN) и среднеиюльских температур ( $T_{\text{july}}$ ) [68]

Озеро Балыктукель. Для керна *BK2018* проанализировано 13 образцов на общее содержание углерода и азота (ТОС, TN) и рассчитано отношение. Озеро Игистукель. Анализ общего содержания углерода и азота (ТОС, TN) и соотношения ТОС/TN для керна *IK2018* измерено для 11 образцов. Значения ТОС/TN не превышают 11, что говорит об преимущественно автохтонном накоплении органики в озерах.

Озеро Баян-Нур. Для керна *BN2016-1* измерено 39 образцов на содержание общего органического углерода и 42 образца на состав стабильных изотопов углерода (рис. 5). Среднее значение ТОС по керну составляет  $4,46 \pm 0,8\%$  при минимальном значении 3% и максимальном 6,2%. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  варьируют между -26,4‰ и -20,4‰ со средним значением  $-23,2 \pm 1,2\%$  [68]. Палеозапись выявила несколько фаз с разным средним значением  $\delta^{13}\text{C}$ : на глубине 112-65 см (около 2,8-1,50 т.л.н.) среднее значение  $\delta^{13}\text{C}$  составляет -23,05‰; на глубине 65-43 см (1,5-1,07 т.л.н.) - -21,75‰; на глубине 43-12 см (1,07-0,34 т.л.н.) - -23,89‰; на глубине 12-1,2 см (1775-1966 гг.) - -26,1‰.

Максимальные значения  $\delta^{13}\text{C}$  совпадают с минимумами ТОС. Самые низкие значения ТОС регистрируются около 1400 г. и, вероятно, отражают снижение биопродуктивности озера из-за похолодания климата. Наиболее легкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (-26.1‰) наблюдаются в последние 200 лет и отражают наиболее богатую органикой фазу палеозаписи *BN2016-1*.

Озеро Хотон-Нур. Для осадков озера Хотон-Нур (кern *Hoton-2*) проведено исследование содержания стабильных изотопов углерода как в пыльцевом концентрате, так и в осадочных образцах. В образцах осадка измерялись содержание общего азота (TN) и общего органического углерода (ТОС) [72] (рис. 6). Значения соотношения  $\delta^{13}\text{C}$  в пыльцевом концентрате варьирует от -30,6‰ до -16,6‰ со средним значением  $-26,33 \pm 3,31$ ‰. Значения пыльцевой  $\delta^{13}\text{C}$  показывают значительные корреляции с процентом древесной ( $r^2 = -0,5$ ) и травянистой ( $r^2 = 0,4$ ) пыльцы в палинологических спектрах, а также с общей концентрацией палиноморф ( $r^2 = -0,5$ ) и общей концентрацией пыльцы ( $r^2 = -0,5$ ). Корреляции имеют уровень значимости 0,01.

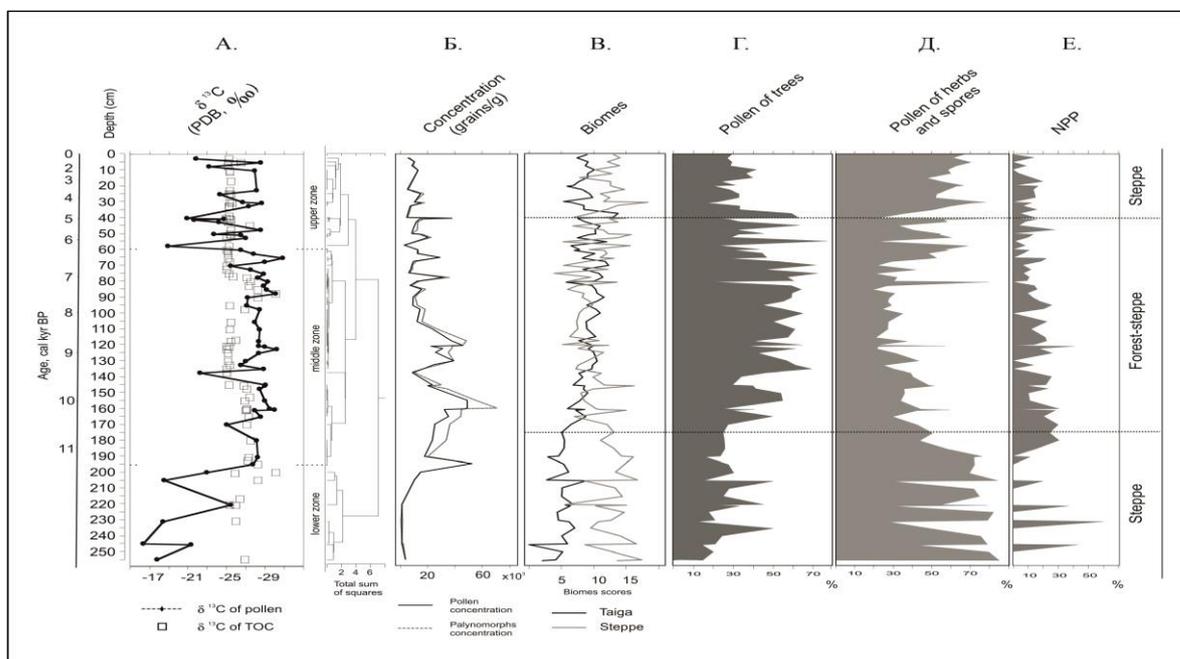


Рисунок 6 - Значения  $\delta^{13}\text{C}$  пыльцевого концентрата и ТОС (А); кластерный анализ значений  $\delta^{13}\text{C}$  пыльцевого концентрата (Б); концентрация палиноморф (В); доминирующие биомы (Г); процентное содержание пыльцы древесных, травянистых таксонов (Д) и непальцевых палиноморф (Е) по результатам изучения керн озера Хотон-Нур (*Hoton-2*) [72]

### 4.3. Результаты элементного анализа

XRF сканирование проводилось только для озер Улаганского плато – Балыктукёль и Игистукёль. XRF сканирование керн *BK2018* проводилось с интервалом 0,5 см и временным разрешением около 10 лет. XRF сканирование керн *IK2018* проводилось с интервалом 1 см и временным разрешением около 30-40 лет. Всего было определено 24 элемента; содержания элементов (CPS, counts per second) были логарифмически преобразованы (CLR) (рис. 7). Для некоторых элементов приведены их соотношения (Ti/Al, Si/Ti, Fe/Mn, Ti/Ca, Sr/Rb), которые могут иметь палеоэкологическое значение и которые также были логарифмически преобразованы (ALR) (рис. 8).

Ряд элементов (Al, Si, K, Ti, Fe, Rb и Zr) являются индикаторами поступления в озера терригенного материала, так как они геохимически стабильны и консервативны в большинстве геохимических сред [73]. Al, Ti, K и Rb показывают пик около 1380 г., что можно интерпретировать как наводнение или событие, связанное с гляциальной активностью, активным таянием снежников и поступлением большого количества терригенного материала в озеро.

Отношение Ti/Al может служить косвенным индикатором поступления эолового материала. При повышении этого показателя предполагается увеличение поступления эолового материала, связанного с более аридным климатом, а при низких значениях - с усилением атмосферных осадков [74]. Пики значений Ti/Al наблюдаются на 6-5,7, 4,34, 3,47, 2,72 и 1 т.л.н.; общее повышение значений кривой Ti/Al отмечено между 4,3-2,6 т.л.н.

Присутствие кальция и стронция обычно ассоциируется с наличием аутигенных карбонатов или биогенного кальция в аридных районах [74]. В керне *BK2018* Ca имеет повышенные значения между 1,3 и 0,3 т.л.н. и сильно снижается в последние 200 лет. Sr имеет низкие значения около 6-5,8 т.л.н., далее они повышаются, а потом снижаются в последнюю тысячу лет (рис. 7). Отношение Sr/Rb отражает размер поступающих в озеро частиц терригенного материала и характеризует долю неветрелой обломочной

фракции в осадке, что связано с динамикой таяния снега в прибрежной зоне [75, 76]. Повышенные значения Sr/Rb наблюдаются около 5, 1,2 и 0, 28 т.л.н. (рис. 8).

Соотношение элементов титана и кальция может быть индикатором колебания уровня озера; низкие значения могут ассоциироваться с засухами [74]. В керне *BK2018* отношение Ti/Ca показывает самые низкие значения 1,48 и 0, 57 т.л.н. и в целом понижения значений на кривой между 4,44 и 1,48 т.л.н.; повышенные значения фиксируются от начала записи и до примерно 5 т.л.н. и после 1,48 т.л.н. до 1650 г. В последние 300 лет значения отношения Ti/Ca снижаются (рис. 8).

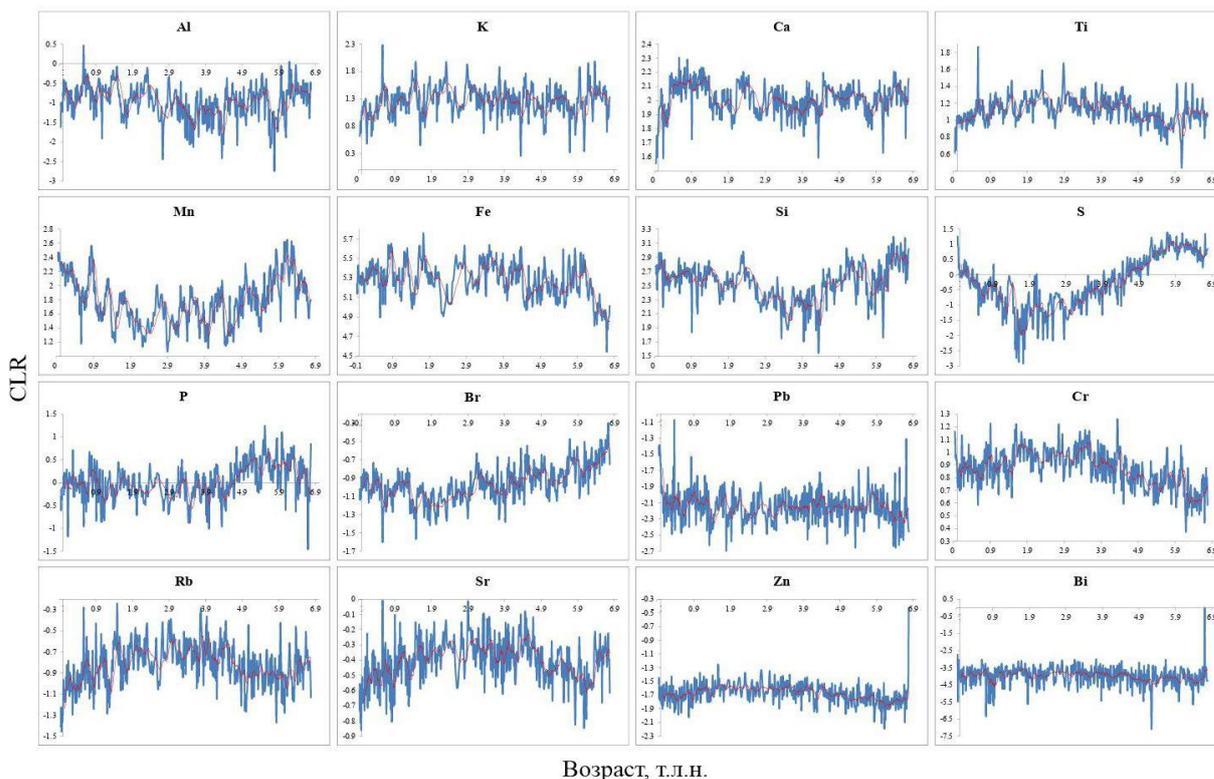
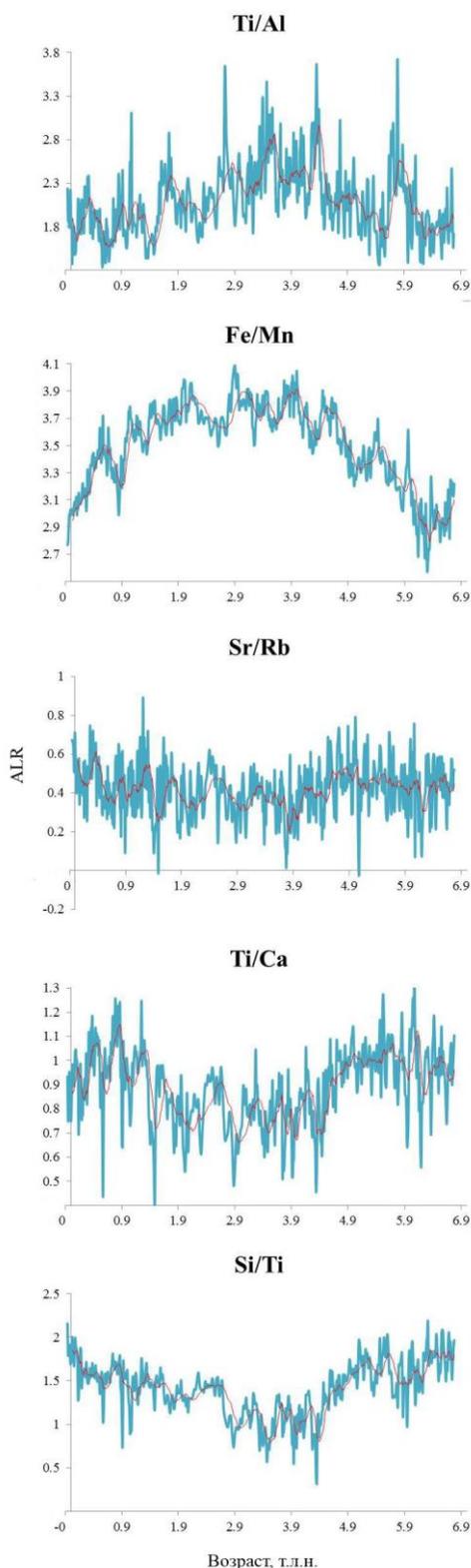


Рисунок 7 - Содержание химических элементов (CPS, лог-трансформированы) в керне *BK2018* из озера Балыктукель, полученные методом XRF-сканирования



Кремний и отношение Si/Ti являются показателем содержания биогенного кремнезема в озере [74, 77, 78]. Биогенный кремнезем, как правило, связан с продукцией диатомовых водорослей, однако его источником могут быть также губки и золотистые водоросли.

Рисунок 8 - Индикаторные отношения элементов в керне *BK2018* из озера Балыктукель, полученные методом XRF-сканирования

Еще одним источником поступления биогенного кремнезема могут быть фитолиты из прибрежной растительности. Понижение кривых, как кремния, так и Si/Ti фиксируются между 4,7 и 2,6 т.л.н. с минимумом на 4,3 т.л.н.

Ряд элементов связывают с биопродуктивностью озера: бром [13], фосфор [79], сера [80]. Br является индикатором относительных изменений в содержании органики в озерах, так как он образует сильные ковалентные связи с органическими молекулами [81]. Содержание брома постепенно понижается, начиная с начала палеозаписи и до 1,48 т.л.н.; в

интервале 1,2 и 0,98 т.л.н. содержание брома повышается, но к 1380 г. падает до абсолютного минимума. Фосфор показывает максимум между 6,4 и 4,6 т.л.н. Сера имеет высокие значения от начала записи до 4,6 т.л.н., затем

значения кривой падают до 1650 г, далее начинают повышаться. Минимум содержания серы отмечен 1,7-1,5 т.л.н. (рис. 7).

Железо и марганец являются источником информации об окислительно-восстановительных условиях в озере [82]. Если вода в озере хорошо перемешана, то на глубине толща воды остается насыщенной кислородом. Анаэробные условия на границе вода-осадок обычно возникают при термической и химической стратификации озерных вод. Более глубокие озера могут оставаться стратифицированными в течение длительного времени, но, как правило, перемешивание воды происходит сезонно. На окислительно-восстановительные условия может влиять целый ряд факторов, включая изменение глубины, биологической продуктивности, быстрое осаждение осадка, а также климатические факторы, такие как температура, атмосферные осадки и режим ветра. В окислительных условиях растворимость Fe и Mn увеличивается, но Mn более растворим [83], поэтому увеличение соотношения Fe/Mn может указывать на наступление анаэробных условий. Следовательно, переход к более высоким значениям Fe/Mn указывает на снижение содержания кислорода в придонной воде во время усиленной стратификации, или на деоксигенацию из-за органического распада после повышения биологической продуктивности, связанной с изменением поступления питательных веществ.

Отношение Fe/Mn имеет самые низкие значения на 6,3, 0,85 т.л.н. и в современных образцах. В целом, повышения значений кривой отмечены от 5 до 1 т.л.н. с максимумами на 3,9 и 2,8 т.л.н. (рис. 8).

Некоторые элементы могут быть индикаторами антропогенной активности в водосборе озера, например, свинец, медь и цинк [74]. Пики содержания свинца 6,7, 0,36 т.л.н. и в последние 50 лет. Цинк дает лишь один ярко выраженный пик – около 6,7 т.л.н. (рис. 7).

#### **4.4. Результаты палинологического анализа, биомизации и расчета растительного разнообразия по палинологическим данным**

Для всех колонок донных отложений исследованных озер построены палинологические диаграммы и проведено зонирование. Результаты палинологического анализа некоторых колонок донных отложений озер отражены на рисунках 9, 10, 11А, 12.

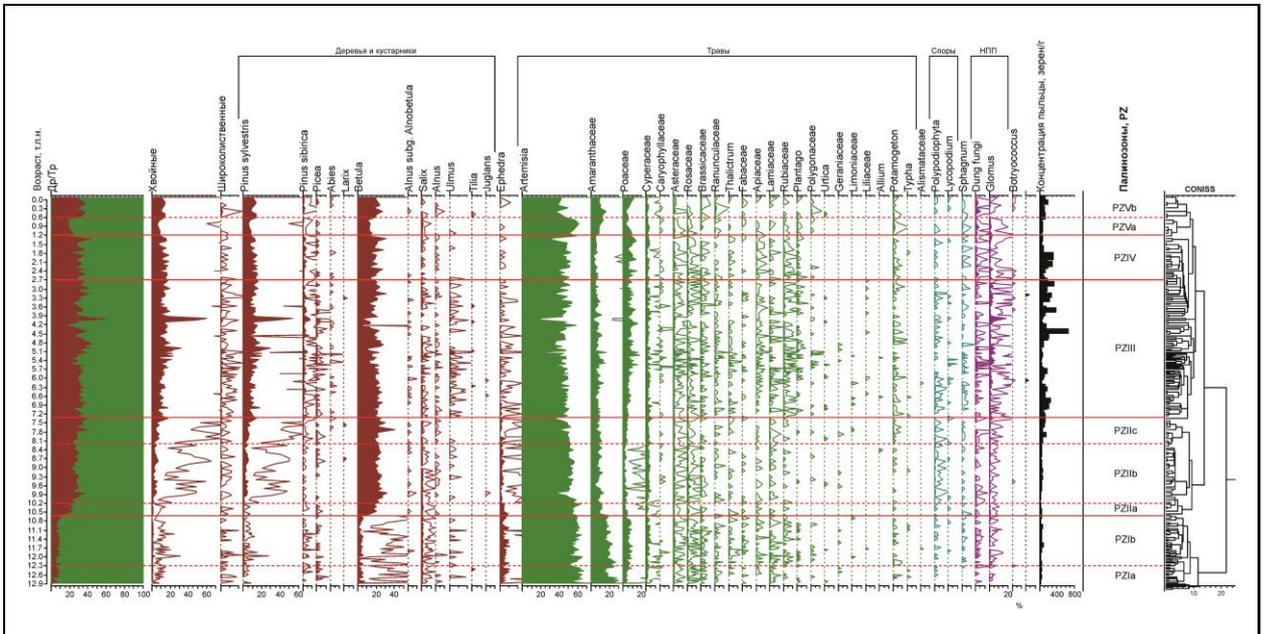


Рисунок 9 - Палинологическая диаграмма ядра *MYr* из озера Малое Яровое

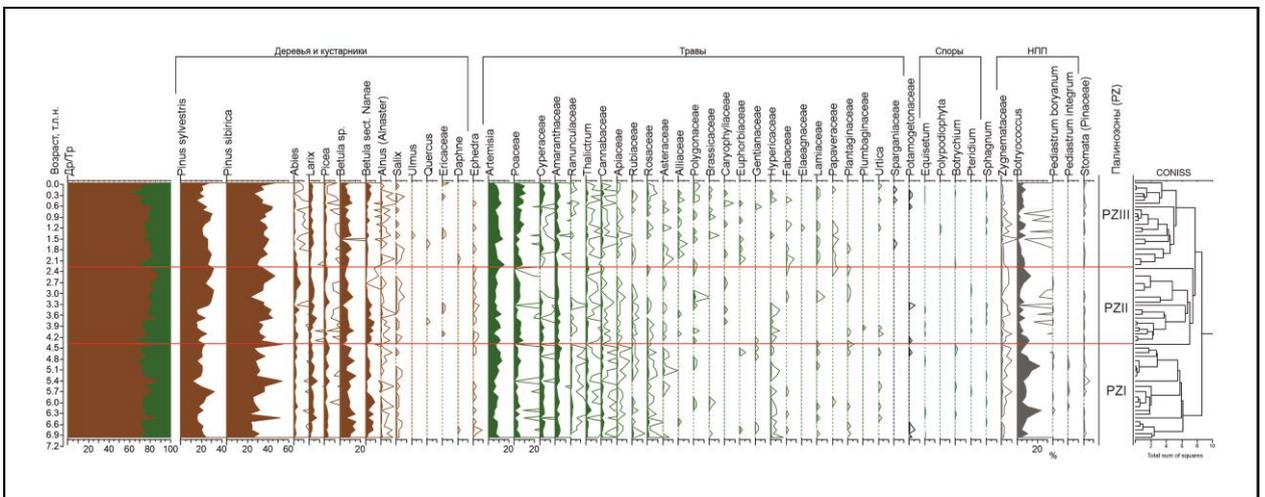


Рисунок 10 - Палинологическая диаграмма ядра *BK2018* из озера Балытукель

На основании полученных палинологических данных проведена биомизация палинологических спектров. Результаты биомизации палинологических данных для всех озер приведены в таблице 2; для ядра *BN2016* также на рисунке 6В, для

керна *Tel2006* из озера Телецкое - на рисунке 11Б, а для кернов из озер Малое Яровое (*MYr*) и Кучук (*KU*) - на рисунке 13.

Таблица 2 - Значения индикаторных биомов (в баллах): таежный ТА, степной ST, пустынный DE, тундровый TU; значение индексов растительного разнообразия (N0, N1, N2); среднегодовое количество осадков (PANN) и средние июльские температуры ( $T_{\text{July}}$ ) для различных палинозон (PZ) колонок донных отложений озер.

| Озеро        | PZ         | Возраст,<br>т.л.н.* | ТА   | ST    | DE   | TU   | N0   | N1   | N2    | PANN  | T <sub>July</sub> |
|--------------|------------|---------------------|------|-------|------|------|------|------|-------|-------|-------------------|
| Малое Яровое | V          | 1.2 – 2016г.        | 7.7  | 14.8  | 10.1 | 3.7  | 15.9 | 5.1  | 3.4   | 361.0 | 17.3              |
|              | Vb         | 0.6 - 2016г.        | 8.7  | 14.5  | 9.7  | 3.6  | 15.8 | 5.5  | 3.9   | 367.5 | 17.3              |
|              | Va         | 1.2 – 0.6           | 6.7  | 15.2  | 10.5 | 3.7  | 16.0 | 4.6  | 2.9   | 354.6 | 17.3              |
|              | IV         | 2.7-1.2             | 8.7  | 15.1  | 8.9  | 4.1  | 15.6 | 5.3  | 3.6   | 390.1 | 16.5              |
|              | III        | 7.3-2.7             | 8.8  | 15.3  | 9.2  | 4.1  | 16.9 | 5.7  | 3.8   | 374.6 | 16.9              |
|              | II         | 10.6-7.3            | 6.7  | 15.4  | 10.7 | 3.1  | 14.9 | 4.3  | 2.9   | 334.7 | 17.4              |
|              | IIc        | 8.2-7.3             | 7.5  | 15.2  | 10.2 | 3.4  | 16.0 | 4.7  | 3.1   | 352.4 | 17.3              |
|              | IIb        | 10.2-8.2            | 6.6  | 15.6  | 10.7 | 3.0  | 14.8 | 4.3  | 2.8   | 333.7 | 17.4              |
|              | IIa        | 10.6-10.2           | 5.4  | 15.1  | 11.9 | 2.6  | 13.4 | 3.8  | 2.5   | 304.5 | 17.8              |
|              | I          | 12.9-10.6           | 2.6  | 18.1  | 13.4 | 4.0  | 15.3 | 4.0  | 2.5   | 280.0 | 17.4              |
|              | Ib         | 12.3-10.6           | 2.7  | 18.4  | 13.3 | 4.3  | 15.7 | 4.1  | 2.6   | 284.4 | 17.2              |
|              | Ia         | 12.9-12.3           | 2.4  | 17.4  | 13.5 | 3.1  | 14.4 | 3.6  | 2.3   | 269.1 | 17.7              |
| NN           | 13.1-12.9  | 2.6                 | 16.6 | 12.8  | 1.7  | 14.7 | 3.5  | 2.5  | 234.4 | 18.9  |                   |
| Кучук        | IV         | 1.2-2016 г.         | 8.7  | 13.6  | 9.5  | 8.6  | 17.1 | 5.7  | 4.0   | 371.9 | 17.5              |
|              | III        | 7.2-1.2             | 9.5  | 13.3  | 9.3  | 7.8  | 16.7 | 5.9  | 4.1   | 383.1 | 18.2              |
|              | IIIc       | 3.6-1.2             | 9.7  | 13.6  | 9.2  | 8.4  | 16.1 | 6.1  | 4.2   | 385.3 | 17.9              |
|              | IIIb       | 4.5-3.6             | 9.0  | 13.8  | 9.9  | 7.6  | 17.2 | 6.3  | 4.7   | 369.9 | 18.1              |
|              | IIIa       | 7.2-4.5             | 9.5  | 12.8  | 9.2  | 7.2  | 17.2 | 5.5  | 3.8   | 386.6 | 18.6              |
|              | II         | 10.8-7.2            | 8.8  | 12.3  | 9.8  | 6.9  | 16.5 | 4.9  | 3.2   | 369.2 | 18.6              |
|              | IIc        | 8.4-7.2             | 8.9  | 12.1  | 9.6  | 7.1  | 16.7 | 4.8  | 3.1   | 370.8 | 18.5              |
|              | IIb        | 9.9-8.4             | 8.9  | 12.6  | 9.8  | 6.9  | 16.8 | 5.2  | 3.4   | 372.1 | 18.5              |
|              | IIa        | 10.8-9.9            | 8.5  | 12.2  | 9.9  | 6.6  | 15.8 | 4.8  | 3.0   | 362.7 | 19.0              |
| I            | 13.13-10.8 | 6.1                 | 13.9 | 11.5  | 6.1  | 15.8 | 4.3  | 2.6  | 323.0 | 17.5  |                   |
| Телецкое     | V          | 0.83-2006г.         | 17.7 | 7.0   | 3.9  | 2.8  | 16,7 | 6,3  | 3,9   | 434   | 17                |
|              | IV         | 2.28-0.83           | 18.8 | 5.7   | 3.3  | 2.1  | 15,9 | 5,9  | 3,8   | 437   | 17.5              |
|              | III        | 3.39-2.28           | 17.6 | 9.0   | 4.5  | 2.5  | 16,5 | 7,7  | 5,1   | 409   | 17.1              |
|              | II         | 3.83-3.39           | 16.4 | 12.07 | 5.1  | 3.5  | 19,9 | 10,2 | 7,2   | 405   | 16.1              |
|              | I          | 4.25-3.83           | 16.7 | 10.13 | 5.3  | 4.8  | 19,4 | 9,3  | 6,4   | 406   | 16.9              |
| Балыктукёль  | III        | 2,2-0               | 16,7 | 7,8   | 4,2  | 7,8  | 19,2 | 7    | 4,7   | 464.2 | 13.1              |
|              | II         | 4,3-2,2             | 17,3 | 7,7   | 4,4  | 8,1  | 18,0 | 7,4  | 4,9   | 481.3 | 13.3              |
|              | I          | 6,95-4,3            | 17,7 | 8,9   | 4,4  | 8,9  | 19,9 | 8,7  | 5,8   | 485.6 | 13.3              |
| Игистукёль   | II         | 2-2017 г.           | 17.6 | 6.1   | 5.4  | 5    | 16.7 | 6.2  | 4.3   | 430   | -                 |
|              | I          | 3.8-2               | 17.7 | 5.3   | 4.9  | 3.3  | 14.9 | 5.7  | 3.9   | 442   | -                 |
| Урег-Нур     | VI         | 0,2-0               | 9,7  | 11,6  | 5,5  | 4,3  | 13,8 | 6,4  | 4,9   | 331   | -                 |
|              | V          | 0,7-0,2             | 8,9  | 10,9  | 5,2  | 3,9  | 14,1 | 6,5  | 4,9   | 332   | -                 |
|              | IV         | 0,95-0,7            | 9,6  | 11,0  | 4,8  | 3,5  | 14,0 | 6,2  | 4,6   | 339   | -                 |
|              | III        | 1,4-0,95            | 9,0  | 11,0  | 5,3  | 3,1  | 14,2 | 6,2  | 4,7   | 327   | -                 |
|              | II         | 1,65-1,4            | 7,8  | 12,5  | 4,8  | 2,5  | 14,7 | 5,7  | 4,2   | 310   | -                 |
|              | I          | 2-1,65              | 9,4  | 9,8   | 4,5  | 2,9  | 14,3 | 6,0  | 4,5   | 333   | -                 |
| Баян-Нур     | VII        | 0.2-2016 г.         | 8.0  | 13.5  | 12.6 | 6.8  | 16.8 | 6.4  | 4.3   | 307   | 16                |
|              | VI         | 0.57-0.2            | 9.9  | 12.2  | 12.2 | 6.1  | 18.3 | 7.4  | 5.1   | 303   | 13.2              |
|              | V          | 1.02-0.57           | 7.6  | 12.7  | 13.2 | 4.4  | 17.1 | 5.9  | 3.9   | 282   | 16.1              |
|              | IV         | 1.72-1.02           | 6.8  | 13.6  | 13.2 | 4.3  | 16.8 | 5.2  | 3.4   | 282   | 16.2              |
|              | III        | 1.91-1.72           | 7.1  | 13.2  | 13.7 | 4.1  | 16.5 | 5.2  | 3.5   | 274   | 16.3              |
|              | II         | 2.38-1.91           | 7.5  | 13.2  | 12.7 | 4.5  | 5.4  | 3.6  | 0.2   | 293   | 15.7              |
|              | I          | 2.88-2.38           | 7.5  | 13.1  | 13.0 | 4.7  | 5.6  | 3.8  | 0.2   | 289   | 15.4              |
| Канас        | V          | 3,85-0              | 7,4  | 17,6  | 11   | 7,4  | 18,7 | 7,5  | 5,0   | 312   | 16.7              |
|              | Vb         | 1,5-0               | 7,2  | 17,7  | 11   | 7,2  | 18,8 | 7,2  | 4,7   | 311   | 16.7              |
|              | Va         | 3,85-1,5            | 7,6  | 17,3  | 11   | 7,6  | 18,6 | 7,8  | 5,4   | 313   | 16.7              |
|              | IV         | 8,5-3,85            | 8,6  | 16,9  | 10,8 | 8,9  | 19,5 | 9,0  | 6,1   | 309   | 16.2              |
|              | III        | 11,7-8,5            | 5,8  | 18,6  | 12,2 | 6,8  | 20,7 | 8,3  | 5,4   | 292   | 16.7              |
|              | II         | 12,95-11,7          | 3,8  | 20,8  | 12,4 | 6,9  | 18,8 | 7,1  | 4,6   | 286   | 16.9              |
|              | I          | 13,44-12,95         | 4,4  | 18,7  | 11,8 | 6,2  | 17,9 | 6,9  | 4,2   | 280   | 16.8              |

| Озеро     | PZ  | Возраст, т.л.н.* | TA  | ST   | DE   | TU  | N0   | N1  | N2  | PANN | Tjly |
|-----------|-----|------------------|-----|------|------|-----|------|-----|-----|------|------|
| Хотон-Нур | I   | 4,9-0            | 8.6 | 12.2 | 9.0  | 3.9 | 19.6 | 9.4 | 6.8 | 302  | 14.8 |
|           | II  | 7,9-4,9          | 9.6 | 10.0 | 7.7  | 3.4 | 18.4 | 6.9 | 4.5 | 288  | 15.4 |
|           | III | 10,7-7,9         | 8.9 | 9.0  | 8.7  | 2.6 | 17.9 | 5.9 | 3.7 | 271  | 16.1 |
|           | IV  | 11,5-10,7        | 5.0 | 13.7 | 12.4 | 2.8 | 19.1 | 8.5 | 6.0 | 251  | 16.5 |

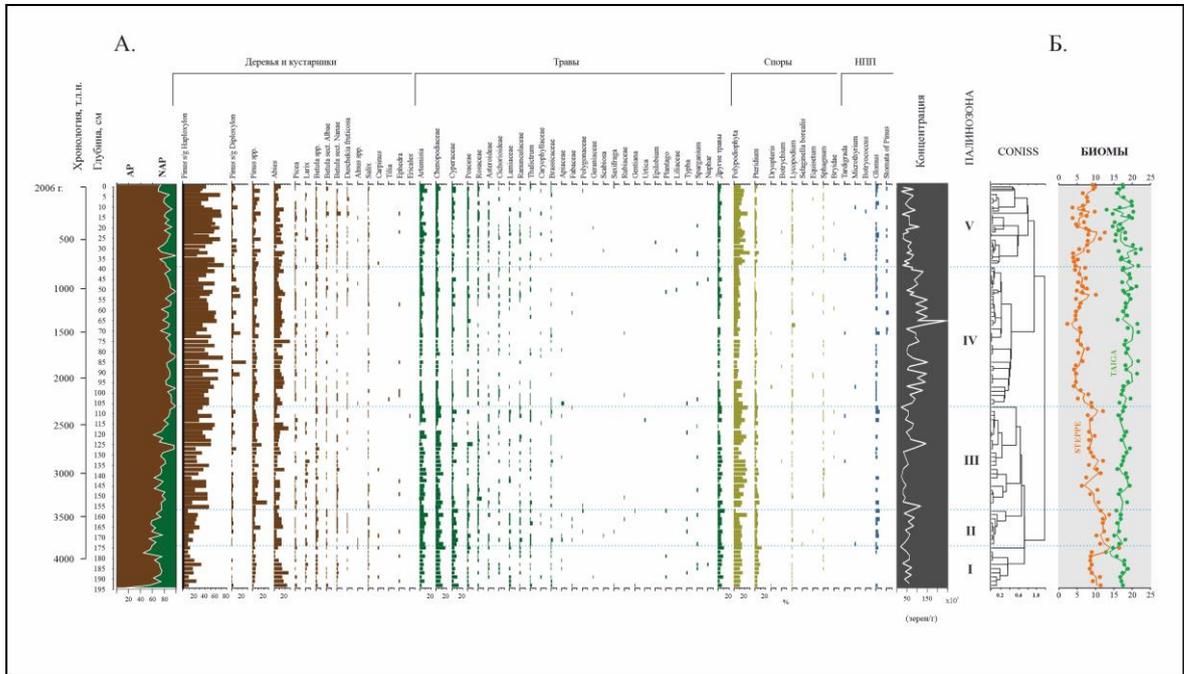


Рисунок 11 - Палинологическая диаграмма (А.) и результаты биомизации (Б.) керна *Tel2006* из озера Телецкое

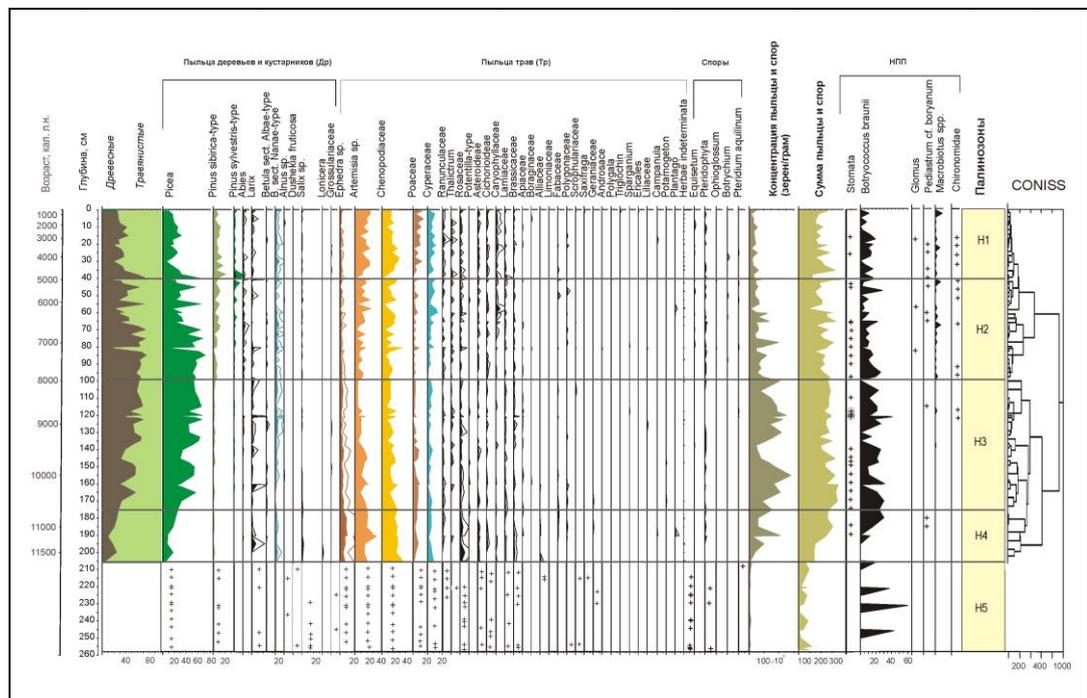


Рисунок 12 - Палинологическая диаграмма керна *Hoton-2* из озера Хотон-Нур

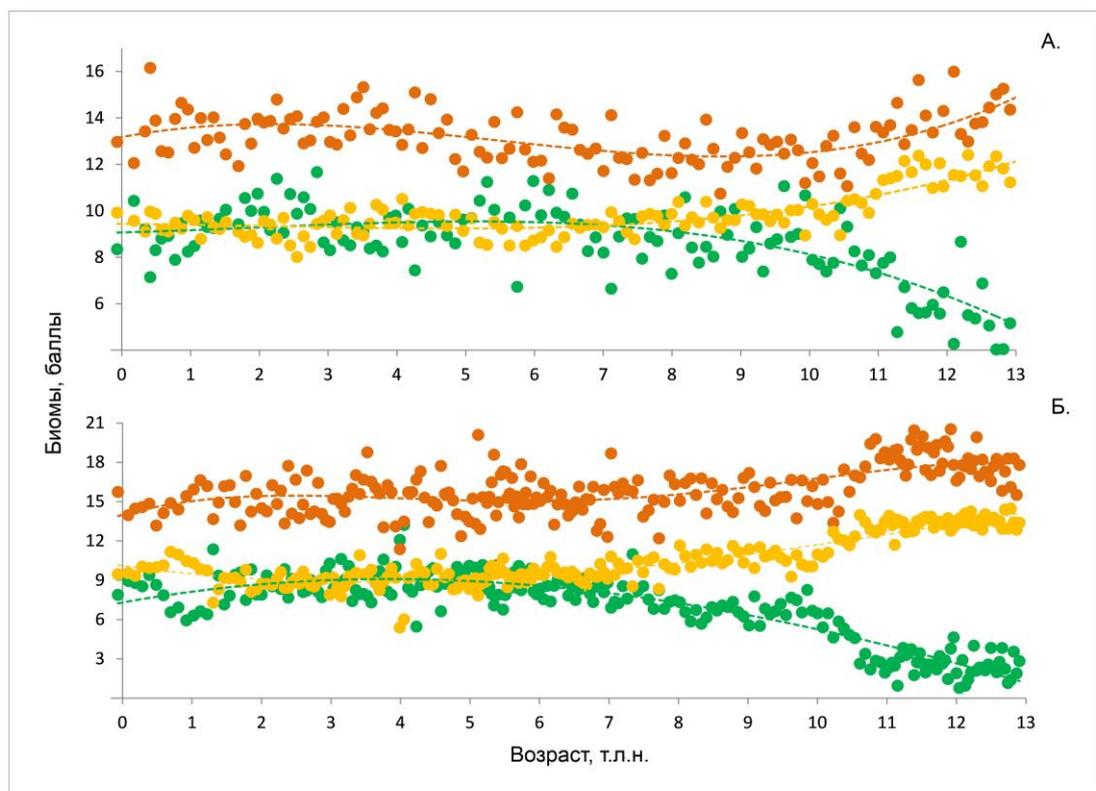


Рисунок 13 - Доминирующие биомы, рассчитанные по палинологическим данным из кернов озер Малое Яровое (А.) и Кучук (Б.)

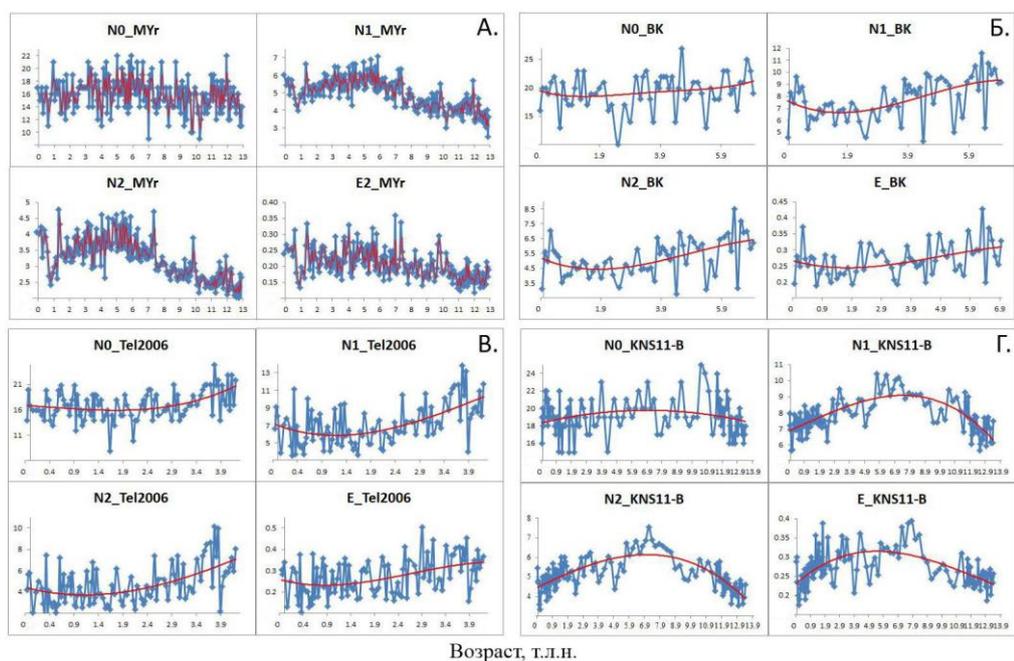


Рисунок 14 - Числа Хилла (N0, N1, N2) и выровненность E, рассчитанные для палинозаписи MYr из озера Малое Яровое (А); палинозаписи BK2018 из озера Балыктукель (Б); палинозаписи Tel2006 из озера Телецкое (В) и для палинозаписи KNS11-B из озера Канас (Г)

Числа Хилла и выровненность  $E (N2/N0)$ , рассчитанные по палинологическим данным, для озер Малое Яровое, Балыктукёль, Телецкое и Канас показаны на рисунке 14. Все остальные рассчитанные показатели приведены в таблице 2.

Согласно [84], показатель 4  $SD$  отражает полную смену видового состава, а значения близкие к 0  $SD$  показывают отсутствие или совсем малые изменения в видовом составе; значения 1–1,4  $SD$  отражают половинную смену видового состава в сообществах. Максимальная разница в средневзвешенных оценках ( $WA$ ) является мерой смены видового состава в образцах палеозаписи относительно времени [64]. Изменения общего бета-разнообразия показаны на рисунках 17Г и 18.

Результаты DCCA подтверждают наибольшую смену видового состава в записи *MYr* из озера Малое Яровое. Значения выше 1  $SD$  отмечены между 12,9 и 10,2 т.л.н., исключая только короткий интервал 11,9–11,8 т.л.н. Наивысшие значения бета-разнообразия для записи *KU* из озера Кучук рассчитаны для интервала 11,6–11,3 т.л.н. (0,7  $SD$ ). В голоцене изменения в видовом составе были сравнительно небольшие; при этом понижения значений совпадали с максимумом реконструируемых среднегодовых осадков. Самые низкие значения отмечены между 3 и 2 т.л.н.

Для керна *Tel2006* из озера Телецкое общее изменение таксономического состава нигде не достигает значения 1  $SD$ , однако около 3,8 т.л.н. показывает максимальное значение 0,9  $SD$ , близкое к показателю половинной смены видового состава.

Таксономическое разнообразие для озера Балыктукёль относительно градиента времени имеет достаточно высокие показатели от начала палинозаписи до примерно 3,2 т.л.н. с максимумами на 6,2 т.л.н. (0,7  $SD$ ) и 3,3 т.л.н. (0,6  $SD$ ). Далее показатели снижаются до минимальных и только в последние 0,8 т.л. стабильно повышаются.

Кривая бета-разнообразия для керна из озера Канас имеет максимальные значения в интервале 13,3 и 11,6 т.л.н. (~0,7 SD), начиная затем снижаться до нашего времени.

Общая кривая бета-разнообразия, построенная на основании всех палинозаписей, выявляет наибольшие значения на границе плейстоцена и голоцена. Далее значения кривой понижаются до минимальных к настоящему времени (рис. 17Г).

#### 4.5. Результаты количественной реконструкции климатических показателей

Для всех озер рассчитаны такие климатические показатели как среднегодовые количества осадков (PANN) и средние температур июля ( $T_{\text{july}}$ ). Данные для всех озер приведены в таблице 2. Рисунки 15 и 16 отображают среднегодовое количество осадков, рассчитанное по палинологическим данным озер Малое Яровое, Кучук, Канас, Хотон-Нур, Балыктукель, Игистукель и Телецкое. Климатические показатели, рассчитанные для озера Баян-Нур, изображены на рисунке 5Г.

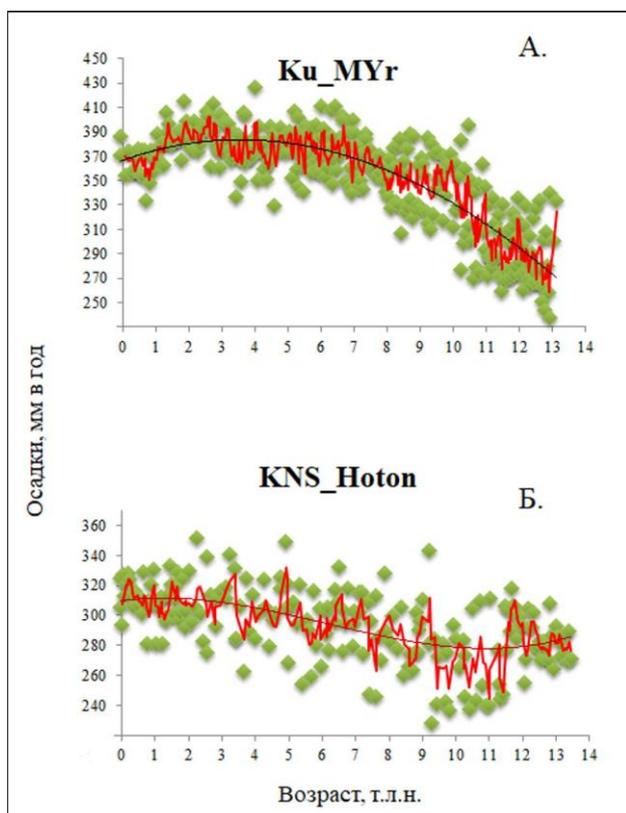


Рисунок 15 - Среднегодовое количество осадков, рассчитанное для кернов *MYr* и *KU*, полученных из озер Малое Яровое и Кучук (А.) и *Hoton-2*, *KNS11-B*, полученных из озер Хотон-Нур и Канас (Б.)

Результаты корреляционного анализа для индикаторных биомов, среднегодового количества осадков, средних июльских температур и значения индексов растительного разнообразия для различных палинозон колонок донных отложений всех озер приведены в

таблице 3.

Таблица 3 - Корреляционные коэффициенты ( $r^2$ ) для индикаторных биомов (в баллах): таежный ТА, степной ST, пустынный DE, тундровый TU; среднегодового количества осадков (PANN); средних июльских температур ( $T_{\text{July}}$ ) и значения индексов растительного разнообразия (N0, N1, N2) для колонок донных отложений озер.

| Озеро        | Числа<br>Хилла | ТА         | ST          | DE          | TU         | PANN        | $T_{\text{July}}$ |
|--------------|----------------|------------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------------|
| Малое Яровое | N0             | 0.2        | 0.1         | -0.2        | 0.2        | 0.3         | -0.3              |
|              | N1             | <b>0.8</b> | -0.2        | <b>-0.7</b> | <b>0.5</b> | <b>0.8</b>  | <b>-0.5</b>       |
|              | N2             | <b>0.8</b> | -0.3        | <b>-0.8</b> | 0.4        | <b>0.8</b>  | -0.4              |
| Кучук        | N0             | 0.2        | 0.1         | -0.2        | 0.1        | 0.1         | -0.2              |
|              | N1             | <b>0.7</b> | 0.2         | <b>-0.6</b> | <b>0.7</b> | <b>0.6</b>  | -0.2              |
|              | N2             | <b>0.7</b> | 0.2         | <b>-0.6</b> | <b>0.7</b> | <b>0.6</b>  | -0.1              |
| Телецкое     | N0             | -0.1       | <b>0.5</b>  | 0.4         | <b>0.6</b> | -0.1        | <b>-0.5</b>       |
|              | N1             | 0.1        | <b>0.8</b>  | <b>0.6</b>  | <b>0.8</b> | -0.1        | <b>-0.5</b>       |
|              | N2             | 0.2        | <b>0.8</b>  | <b>0.6</b>  | <b>0.7</b> | 0           | <b>-0.5</b>       |
| Теньгинское  | N0             | 0.4        | 0.2         | -0.3        | 0.3        | 0.4         | 0.1               |
|              | N1             | <b>0.5</b> | 0.3         | <b>-0.6</b> | <b>0.8</b> | 0.4         | -0.4              |
|              | N2             | <b>0.5</b> | 0.2         | <b>-0.6</b> | <b>0.8</b> | 0.4         | <b>-0.5</b>       |
| Балыктукёль  | N0             | -0.2       | <b>0.6</b>  | 0.3         | <b>0.7</b> | 0.4         | 0.4               |
|              | N1             | -0.2       | <b>0.9</b>  | <b>0.5</b>  | <b>0.9</b> | <b>0.5</b>  | <b>0.6</b>        |
|              | N2             | -0.2       | <b>0.9</b>  | <b>0.5</b>  | <b>0.9</b> | <b>0.5</b>  | <b>0.7</b>        |
| Игистукёль   | N0             | -0.3       | <b>0.6</b>  | <b>0.6</b>  | 0.3        | <b>-0.7</b> | -                 |
|              | N1             | -0.1       | <b>0.8</b>  | <b>0.8</b>  | <b>0.6</b> | <b>-0.8</b> | -                 |
|              | N2             | -0.1       | <b>0.8</b>  | <b>0.8</b>  | <b>0.6</b> | <b>-0.7</b> | -                 |
| Урег-Нур     | N0             | 0.3        | 0.2         | 0.1         | 0          | 0.2         | -                 |
|              | N1             | -0.1       | 0           | -0.2        | 0.2        | <b>0.6</b>  | -                 |
|              | N2             | -0.2       | -0.1        | -0.2        | 0.2        | <b>0.6</b>  | -                 |
| Баян-Нур     | N0             | 0.2        | 0.1         | -0.2        | 0.1        | 0.1         | -                 |
|              | N1             | <b>0.8</b> | -0.4        | <b>-0.7</b> | <b>0.6</b> | <b>0.5</b>  | -                 |
|              | N2             | <b>0.8</b> | <b>-0.5</b> | <b>-0.7</b> | <b>0.6</b> | <b>0.5</b>  | -                 |
| Канас        | N0             | 0.1        | 0           | 0           | 0.1        | 0.2         | -0.2              |
|              | N1             | <b>0.6</b> | -0.3        | -0.4        | <b>0.5</b> | 0.4         | <b>-0.8</b>       |
|              | N2             | <b>0.7</b> | -0.4        | <b>-0.5</b> | <b>0.6</b> | 0.4         | <b>-0.8</b>       |
| Хогон-Нур    | N0             | -0.1       | 0.1         | 0.3         | 0.2        | 0.2         | -0.2              |
|              | N1             | -0.3       | 0.3         | <b>0.5</b>  | <b>0.5</b> | 0.3         | -0.4              |
|              | N2             | -0.3       | 0.4         | <b>0.5</b>  | <b>0.5</b> | 0.2         | -0.4              |

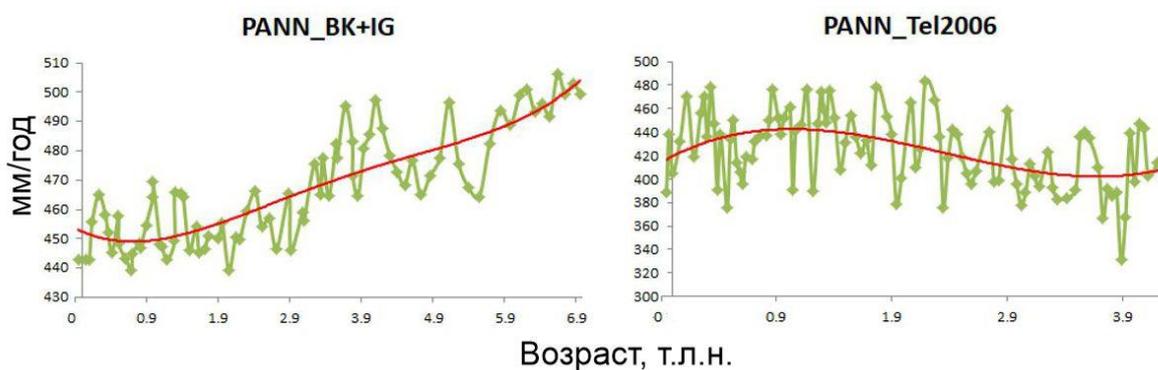


Рисунок 16 - Среднегодовое количество осадков, рассчитанное для кернов BK2018 и IK2018, полученных из озер Балыктукёль и Игистукёль (А) и керна Tel2006 из озера Телецкое (Б.)

## **Глава 5. Реконструкция климата и растительности конца максимума последнего оледенения и в голоцене Алтайской горной страны**

### **5.1. Конец максимума последнего оледенения и стадия дегляциации**

**(22,6–11,7 т.л.н.)**

В исследовании, представленном в данной работе, только палеозаписи из трех озер использованы для количественной реконструкции климата и растительности конца морской изотопной стадии (МИС) 2, соотносимой в Западной Сибири с сартанским оледенением [85].

Два озера, Малое Яровое и Кучук, располагаются в степной части Алтайского края, в Кулундинской степи. Их осадки дают информацию об истории степного Алтая, относящегося большей частью к Обь-Иртышскому междуречью – территории, которая неразрывно связана с природной историей Алтайских гор.

Согласно радиоуглеродному датированию нижняя часть колонки донных отложений (462–457 см) озера Малое Яровое принадлежит концу максимума последнего оледенения и началу дегляциации (22,6-18,7 т.л.н.). Растительность Кулундинской впадины была представлена в то время опустыненными сообществами с доминированием маревых.

Между 28 и 15 т.л.н. гигантские водные резервуары на юго-востоке Российского Алтая, подпруженные льдом, прорывались массой воды, которая устремлялась вниз по долинам Чуи и Катунь [86-88]. Исследователи предполагают, что максимальные спуски достигали Кулундинской депрессии и формировали прямолинейные протяженные эрозионные ложбины (Алейскую, Барнаульскую, Касмалинскую, Бурлинскую) [89]. Предположительно, время такого прорыва отражает хиатус в палеозаписи озера Малое Яровое на глубине 455-456 см с верхней хронологической границей 13,1 т.л.н. [68].

В Западной Монголии, несмотря на аридный климат, подъем уровня озер вследствие таяния многолетней мерзлоты и ледников зафиксирован в позднеледниковье - между 17 и 10 т.л.н. В это же время там формировались и песчаные дюны, так как развивающаяся степная растительность служила ловушками для песка [38, 90]. Похожие процессы, вероятно, протекали и на предалтайских территориях и в Кулундинской депрессии.

Озеро Кучук образовалось в середине потепления бёллинг-аллерёд около 13,8 т.л.н. Рассчитанный в данной работе доголоценовый пик среднегодового количества осадков пришелся на 13,2-13 т.л.н. (333-336 мм/год). Геохимические данные из палеозаписи *KU* показывают и увеличение общего органического углерода (ТОС) около 13 т.л.н. В этот период в Кулундинской депрессии степные сообщества распространились и стали превалировать над пустынными. Можно предположить, что в это время (конец интерстадиала бёллинг-аллерёд) уровень озера был достаточно высок, а климат был относительно теплым и влажным.

Формирование озера Малое Яровое связано, вероятно, также с влажной фазой конца интерстадиала бёллинг-аллерёд. Последующий сухой и холодный период позднего дриаса сопровождался понижением уровня озера. Уровень озера Малое Яровое оставался низким в течение всего позднего дриаса, о чем свидетельствуют низкое содержание терригенной и высокое аутигенной фракций в донном осадке (рис. 2) [69]. Среднегодовое количество осадков для позднего дриаса оценивается в 235-270 мм/год по палеозаписи из озера Малое Яровое (рис. 15А; табл. 2) [69, 91]. При этом тундровых элементов в палиноспектрах нет.

Изменение растительного покрова в конце позднего плейстоцена Монгольского Алтая можно проследить по палинозаписи из озера Канас [29]. Само озеро образовалось в результате подпруживания долины конечной мореной последнего оледенения [27]. Доголоценовый период в этой части Монгольского Алтая характеризуется значительно более низким по сравнению с голоценом количеством осадков (280-286 мм/год) с самыми минимальными значениями в конце позднего дриаса - 12,1-12 т.л.н. (рис. 15Б). В интервале 13,4 -13 т.л.н. в окрестностях озера доминировали злаковые, полынные и опустыненные степи с редкими перелесками. Палинологический анализ выявляет кроме степных травянистых таксонов также присутствие кустарниковых *Rosaceae*, *Juniperus* и *Picea*. Период, ассоциирующийся с поздним дриасом (12,9–11,7 т.л.н.), характеризуется еще более безлесными ландшафтами, чем предыдущая стадия.

Реконструкция среднегодовых осадков и растительного покрова в Убсунурской котловине по палинологическим данным из озера Баян-Нур [49] выявляет относительно влажный бёллинг-аллерёд с господством степных

ассоциаций и более аридный поздний дриас, когда в палиноспектрах начинают доминировать полыни.

Позднегляциальная история природы Алтайских гор может быть дополнена результатами других исследователей [5-7, 92, 93]. Результаты изучения озерных кернов озер Улаганского плато [5] показали, что от конца максимума последнего оледенения и до 16 т.л.н., когда ледниковый и снежный покров Улаганского плато начал таять, освобождённые участки занимались лишайниковым тундрами. Реконструированный на основании качественного анализа палинологических данных климат был холодный и сухой, но с относительно теплыми летами. В это время, благодаря таянию снега и льда, образовались многочисленные озера Улаганского плато.

Примерно 16-15 т.л.н. освобожденные от снега и льда площади Улаганского плато начали покрываться редкой пионерной растительностью; увеличился процент мезофитных таксонов. Растительность стала сходной с современными высокогорными алтайскими тундрами. Также увеличился процент заносной древесной пыльцы в палиноспектрах, указывающих на распространение лесов в соседних регионах [5].

Лесная растительность, представленная сосной сибирской, елью сибирской и древесной березой, была распространена в этот период в окрестностях озера Телецкое в северной части Российского Алтая, а также на северо-западе Российского Алтая [92, 93]. В палиноспектрах из озер Улаганского плато это отразилось в некотором количестве дальнезаносной пыльцы *Pinus*, *Picea* и *Betula* [5].

Основываясь на палеозаписи из озера Ташколь, 15-12 т.л.н. на Улаганском плато реконструируются различные типы тундр. В этот же период в окрестностях озер Ак-Холь и Груша (хр. Чихачева) также распространяется степная растительность. В палиноспектрах доминирует пыльца злаков, полыней, осоковых и маревых [6]. Перигляциальные степи с доминированием злаков и осок были характерны для Курайской котловины в интервале 13-11,7 т.л.н. (по палинозаписи озера Джангысколь; [7]). Основываясь на этих палинологических данных, ясно выделить какие-либо хронологические подразделения (бёллинг, аллерёд или поздний дриас) в палеозаписях озер Улаганского плато и юго-западной Тувы не

удалось. Однако состав хирономид из палеозаписи озера Груша позволил выявить некоторое потепление, ассоциированное с бёллинг-аллерёдом в 14,6-13,1 т.л.н. и похолодание позднего дриаса между 13,1-12,1 т.л.н. [9]. Погребенные в ископаемой почве из долины реки Богуты (хребет Чихачева), датируемой 13,8 т.л.н., фрагменты древесной и кустарниковой растительности указывают на существование лесной растительности в бёллинг-аллерёде в этой части Алтайских гор [94].

В северной части Российского Алтая, исследование известкового мергеля озера Ая, выявило умеренно теплолюбивую флору и микрофауну. Данный озерный мел датируется примерно 13,5-13 т.л.н., что соответствует интерстадиалу бёллинг-аллерёд [95]. Позднесартанское время, начиная с бёллинга, на северо-западе Алтая характеризуется распространением степной, лесостепной и лесной растительности [93]. В этот период ни тундровые, ни тундрово-степные или тундрово-лесостепные перигляциальные формации в качестве зональных здесь не были представлены. Однако различные холодолюбивые виды (*Betula fruticosa*, *B. sect. Apterocaryon*, *Alnaster sect. Alnobetula* и др.) почти постоянно участвовали во флоре не только стадийных, но и межстадийных интервалов позднесартанского времени. Во второй половине бёллинга в регионе преобладали открытые степные участки из разнотравно-злаковых и ксерофитных марево-полынных сообществ сочетающихся с елово-кедровыми и сосновыми лесами с участием лиственницы и березы на более увлажненных местообитаниях и сухими каменистыми степями на выходах скальных горных пород и каменных россыпях. Время, сопоставимое с аллерёдом характеризуется палиноспектрами межстадийных степей, где доминировали злаково-разнотравные группировки; в небольших лесных массивах преобладали елово-кедровые и березово-сосновые формации.

В поздний дриас на северо-западе Алтая формировались перигляциальные горно-лесные ландшафты. Леса были представлены в основном лиственницей, сосной сибирской и сосной обыкновенной с примесью ели и березы. Широкое развитие имели кустарниковые формации из можжевельника и ольховника, кустарниковых видов березы и ивы. Встречались и остепненные участки со злаково-разнотравными и марево-полынными ассоциациями, а также незадернованные субстраты и каменистые россыпи. Одна из заключительных фаз

позднего дриаса, наиболее сухая и холодная, отражает климато-фитоценотические условия, характерные для перигляциальной горной пустыни. В это время господствовали открытые ландшафты с преимущественно полынными и злаково-разнотравно-полынными сообществами с заметным участием эфедры, маревых и сложноцветных, что вместе с присутствующими в составе растительности криофитами (*Alnaster* sect. *Alnobetula*, *Betula* sect. *Apterocaryon*, *Claytonia*) характеризует палеоклиматические условия терминации позднего дриаса как холодные и сухие [93].

## 5.2. Ранний голоцен: гренландский век (11,7-8,2 т.л.н.)

Постепенное увеличение среднегодовых осадков для степной части Алтая зафиксировано сразу же с начала голоцена (11,7 т.л.н.), однако заметное увеличение осадков отмечается только к 10 т.л.н. (360–390 мм/год). Палинологические спектры из озер Малое Яровое и Кучук показывают постепенное увеличение обилия пыльцы березы и сосны обыкновенной, начиная с 10,8 т.л.н. Значения соотношения терригенной и аутигенной фракций в керне из озера Малое Яровое очень низкие в интервале 10,4-10,2 т.л.н. (рис. 2), что подтверждает эвтрофикацию озер в этот период и возрастание автохтонной биомассы [68].

Отношение ТОС/ТН выше 20, рассчитанное для керна из озера Кучук, зафиксировано 10,2 т.л.н., что предполагает возросшее поступление в озеро органического вещества от наземных растений. Этот пик по времени совпадает с увеличением органического вещества и сульфатов и в керне озера Малое Яровое (рис. 2). После 10,9-10,6 т.л.н. распространение пустынных сообществ значительно сокращается и после 10,8 обе палинозаписи (*KU*, *MYr*) показывают значительное увеличение площадей сосновых лесов с *Pinus sylvestris* в регионе. Среднегодовые осадки вырастают до 360–390 мм/год к 9,8-9,7 т.л.н. (рис. 15А; табл. 2), а уровень озер возрастает после 10,6 и 9,6 т.л.н. в Малом Яровом и Кучуке, соответственно. Участие эфедры в растительном покрове сокращается после 8,4 т.л.н., а хвойные леса с примесью широколиственных пород, наоборот, расширяют площади произрастания. Климат становится более мягким и относительно влажным.

В интервале 9,3 и 7,2-7 т.л.н. количество осадков несколько сокращается, что, вероятно, сопровождается похолоданием и выражается в сокращении растительного разнообразия и количества древесной пыльцы в палиноспектрах палеозаписей *KU* и *MYr*. Ухудшения климата в этот интервал могут совпадать с событиями '9.2' и '8.2' (т.л.н.), отраженных в изотопной кислородной записи из гренландских кернов и ассоциирующихся с похолоданиями [96].

Палинологический анализ палеозаписи из озера Канас для раннего голоцена (11,7-8,5 т.л.н.) также выявляет возрастание пыльцы древесных растений, особенно темнохвойных пород *Picea* и *Abies* и сокращение пыльцы *Artemisia*. При этом обилие пыльцы растений-индикаторов аридных условий - маревых и эфедры, остается на прежнем уровне. Это свидетельствует о существовании разнообразных ландшафтов в раннем голоцене на севере Монгольского Алтая – при преимущественном распространении степных и пустынных ландшафтов увеличиваются и площади темнохвойных лесов. Количество среднегодовых осадков все еще невелико – около 290 мм/год (рис. 15Б; табл. 2). Примечательно, что аналогично с кривой осадков для озера Кучук, кривая осадков для озера Канас после раннеголоценового подъема обнаруживает спад между 10,2 и 8,6 т.л.н. (рис. 15, 17А).

Похожую динамику развития климата и ландшафтов показывает и палеозапись из другого озера севера Монгольского Алтая – озера Хотон-Нур [51, 72]. С начала голоцена количество осадков, хоть и с флуктуациями, но растет (рис. 15Б; табл. 2). Для интервала 11,5-10,7 т.л.н. оно составляет всего 250 мм/год, для интервала 10,7-7,9 уже 270 мм/год. Снижение количества осадков в раннем голоцене в палеозаписи *Hoton-2* зафиксировано между 9,7 и 9,3 т.л.н. Начало голоцена характеризуется подавляющим господством пустынной и степной растительности, хотя и с участием древесных пород, в основном *Picea obovata*.

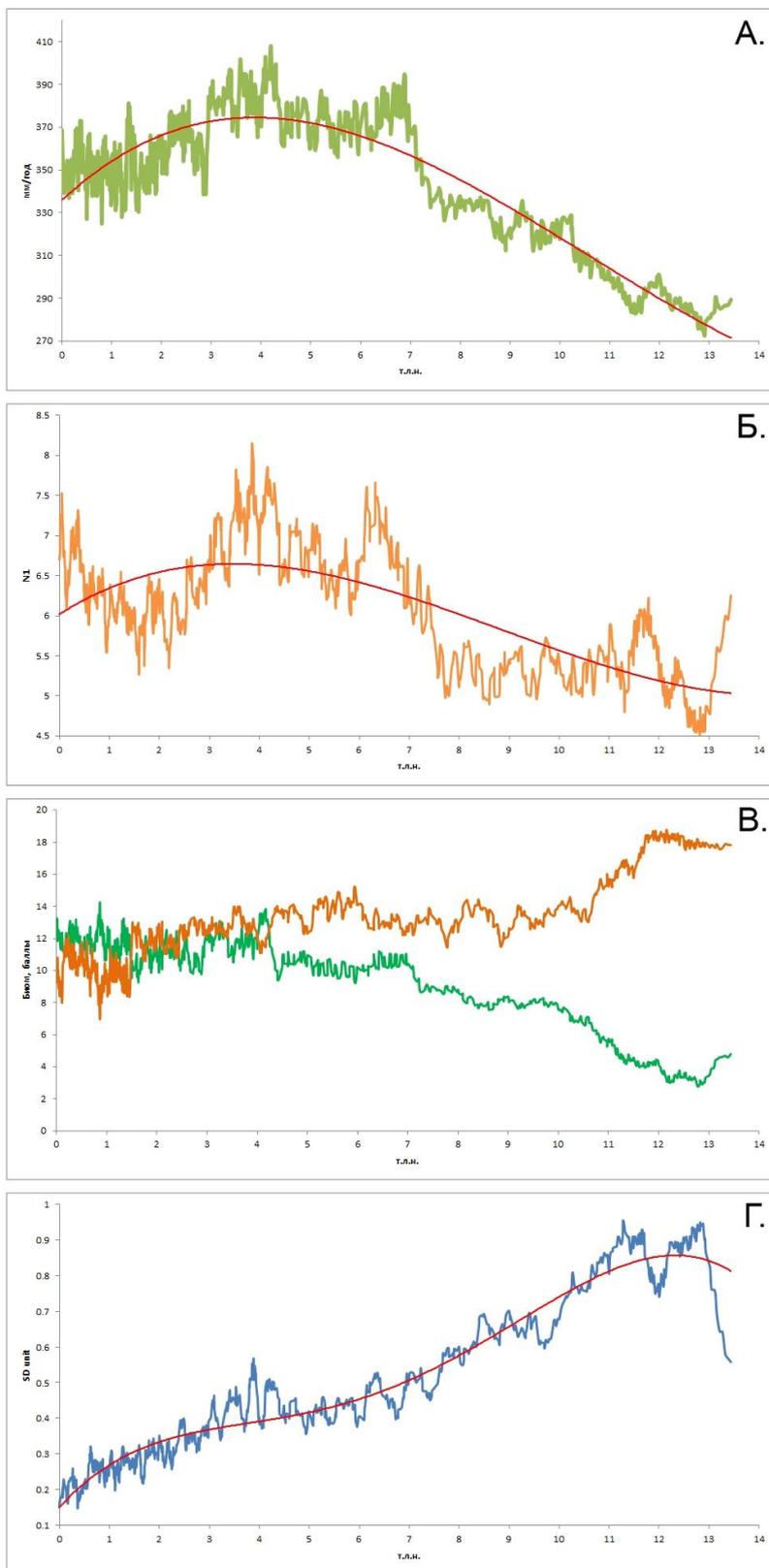


Рисунок 17 - Объединённые кривые для среднегодового количества осадков (А.), разнообразия фоновых видов по Хиллу, N1 (Б.), биомов TAIGA (зеленая кривая) и STEPPE (оранжевая кривая) (В.) и бета-разнообразия (Г.), построенные на основании всех исследованных палеозаписей для АГС

Резкое изменение состава растительности, отраженное в значительном увеличении обилия пыльцы хвойных, особенно *P. obovata*, но и *Pinus sibirica* и *Larix sibirica* в том числе, зафиксировано после 10,7 т.л.н. В это же время резко сокращается количество пыльцы полыней и маревых, а вот обилие пыльцы карликовой березки (*Betula* sect. *Apterocaryon*) возрастает. Такая перестройка свидетельствует о том, что даже незначительное увеличение осадков в высокогорьях Монгольского Алтая приводит к значительному изменению растительного покрова. После

10,7 т.л.н. в окрестностях Хотон-Нура можно реконструировать развитие темнохвойной и лиственничной горной тайги, а на более высоких гипсометрических уровнях – ерниковых тундр взамен степных и опустыненных ассоциаций.

В Убсунурской котловине ранний голоцен также был аридным с доминированием опустыненных степей. Среднегодовое количество осадков реконструируется 130-140 мм/год [49]. Грунерт с соавторами [96], однако, отмечают повышение уровней озер в Убсунурской котловине между 11,2-9,6 т.л.н.

Косвенным указанием на усиление гумидности Монгольского Алтая является появление здесь торфяников. Так палеозапись из торфяника *BBP* (Big Black Peatland), расположенного на китайской стороне Монгольского Алтая, указывает на его появление не ранее 9,5 т.л.н. Скорость накопления торфа оставалась высокой до 7,6 т.л.н., а затем начала сокращаться (до 6,3 т.л.н.) [98]. Палинологическое изучение торфяника *KLSZ*, расположенного также на западном склоне Монгольского Алтая в высокогорном поясе, позволяет реконструировать распространение альпийской растительности в высокогорьях западного макросклона Монгольского Алтая до 8,2 т.л.н., которая затем обогатилась темнохвойными лесами [31].

По мнению Vlyakharchuk et al. [5], облесение Улаганского плато началось уже 12 т.л.н., однако стало наиболее выраженным после 11,5 т.л.н. К 9,5 т.л.н. Улаганское плато было уже полностью залесенным. *Pinus sibirica* произрастала на верхней границе леса, *Abies*, *Picea*, *Larix* и древесная *Betula* также были включены в состав древостоя. При этом самое начало голоцена в Курайской степи в юго-восточной части Российского Алтая было сухим и безлесным с доминированием пустынных и степных полынных сообществ с участием эфедры [7]. Формирование лесного пояса по склонам гор реконструируется только после 9 т.л.н. В палиноспектрах этого времени заметно возросла доля пыльцы *Pinus sibirica*, *P. sylvestris*, *Picea obovata* и *Abies sibirica*. Доля пыльцы *A. sibirica* в это время показывает свой максимум за весь голоцен.

В юго-западной Туве согласно палинозаписям из озер Ак-Холь и Груша начало голоцена также сопровождалось потеплением, что отразилось в сокращении доли злаков и увеличении доли разнотравья в палиноспектрах [6]. На увлажнение климата косвенно указывает появление в большем обилии пыльцы карликовой берёзы и сосны сибирской. Состав хирономид из этих озёр также подтверждает резкую температурную инверсию и исчезновение холодоустойчивых видов между 12,1 и 10,8 т.л.н. и постепенное потепление между 10,8 и 8,5 т.л.н. [9].

Исследование ископаемых почв в долине реки Богуты (хребет Чихачева) выявляют большое количество угольков, принадлежащих *Larix sibirica* между 8,6-8,2 т.л.н., что указывает на развитие лиственничников на ныне безлесной территории [99].

Переход к голоцену в северо-западном Алтае связан с началом постепенной перестройки структуры вертикальных поясов растительности по современному типу [93]. Палинологические данные демонстрируют неуклонное расширение площади лесных формаций, в которых последовательно возрастала роль хвойных пород. В это время началось активное расселение нового эдификатора лесной растительности – лиственницы сибирской. В составе степной растительности исчезли элементы сухих степей, и увеличилась доля лугово-степных разнотравных элементов.

### 5.3. Средний голоцен: северогриппианский век (8,2 – 4,2 т.л.н.)

В палинозаписи из озера Малое Яровое с началом северогриппианского века совпадает начало подзоны PZIIc, которая характеризуется увеличением пыльцы *Pinus sylvestris* и появлением в палиноспектрах пыльцы *Abies* (рис. 9). Количество осадков возрастает до 350 мм/год (рис. 15Б; табл. 2). Максимум осадков для территории Кулундинской низменности и ее окрестностей по палеозаписям озер Малое Яровое и Кучук реконструируется между 7–2,6 т.л.н. (375-390 мм/год), однако тенденция к уменьшению среднегодового количества осадков отмечается уже с 4 т.л.н. (рис. 15Б).

После 7,2 т.л.н. отношение терригенной к аутигенной фракциям в керне *MUr* ступенчато нарастает до 4 т.л.н., отражая поступление терригенного материала и повышение уровня озера (рис. 2). Кроме седиментологических и геохимических данных, высокий уровень озера и повышенное поступление терригенного материала в это время, подтверждает возросшее обилие хламидоспор почвенного гриба *Glomus* – маркера береговой эрозии [100]. Высокий уровень береговой эрозии может косвенно свидетельствовать о повышенном речном и поверхностном стоках в озеро.

Интервал 7,2-4 т.л.н. характеризуется относительно высоким обилием пыльцы сосны обыкновенной, а также максимальным присутствием пыльцы вяза. Хвойные леса примесью широколиственных пород были распространены на

наиболее увлажненных участках Обь-Иртышского междуречья и Предалтайской равнины. Обилие пыльцы сосны обыкновенной и вяза заметно сокращается после 3 т.л.н. Увеличение показателей биома STEPPE и доли пыльцы маревых, *Artemisia* и *Ephedra* маркирует выраженное начало усиления аридности на этой территории с 4,8-4,5 т.л.н. (рис. 13).

Информацию о природных условиях центральной части Российского Алтая дают две палеозаписи из озер Улаганского плато, исследованных с очень высоким разрешением методом рентгенофлуоресцентного анализа. Так, элементная запись из озера Балыктукель выявила повышенные значения  $Ti/Ca$  с начала палеозаписи (7 т.л.н.) и до 5 т.л.н. (рис. 8), что косвенно показывает повышенный уровень озера в среднем голоцене. В это же время в озерах Балыктукель и Игистукель фиксируются относительно высокие содержания кремния и соотношения  $Si/Ti$ , что говорит о повышенной продукции биогенного кремнезема и, вероятно, большего развития диатомовой флоры. В палеозаписи *IK2018* отношение  $Si/Ti$  имеет максимальные значения от ее начала (7,2 т.л.н.) и до 5,5 т.л.н., затем резко снижается с абсолютным минимумом на 4 т.л.н.

Отношение  $Sr/Rb$ , отражающее размер поступающих в озеро частиц терригенного материала, максимально в записи из озера Игистукель (*IK2018*) между 7,2 и до 3,8 т.л.н. [101] показали для Тибетского плато, что отношение содержания стронция и рубидия могут коррелировать с процентом древесной пыльцы в палиноспектрах и содержанием общего органического углерода в озерных кернех. Таким образом, повышенное отношение  $Sr/Rb$  в керне *IK2018* может быть индикатором повышенной продуктивности озера и распространения древесной растительности, то есть более гумидного климата в интервале 7,2-3,8 т.л.н. Палинологические данные из палеозаписи *BK2018* показывают максимальный процент пыльцы древесных с 6,9 (начало палинозаписи) и до 2,4 т.л.н. (рис. 10). Элементы, индикаторы биопродуктивности озера (бром и сера), также характеризуются повышенным содержанием от начала палеозаписей *IK2018* и *BK2018* до 5-4,6 т.л.н. (рис. 7).

Реконструкция растительности для Улаганского плато, основанная на палинологических данных из колонок донных отложений озер, выявляет произрастание темнохвойных лесов с пихтой сибирской и елью обыкновенной в

первой половине среднего голоцена. Начиная с 7,5 т.л.н. из палиноспектров начинает исчезать пыльца *Abies sibirica* и *Picea obovata* и, по мнению [5], они полностью выпадают из лесной растительности Улаганского плато к 4 т.л.н. Однако палинозапись из озера Балыктукёль (*BK2018*) показывает, что и ель и пихта присутствовали хоть в небольшом количестве на плато, по крайней мере, до 2,2 т.л.н. Отмечается и постоянное присутствие лиственницы на Улаганском плато в течение последних 7 т.л. (рис. 10).

Похожая ситуация складывается в Курайской степи. Здесь максимальное развитие лесной растительности реконструируется около 6,5 т.л.н. При этом главные компоненты лесов были *Pinus sibirica* с примесью *Betula*. Темнохвойные породы *Picea obovata* и *Abies sibirica* к этому времени в составе древостоя сократились, а доля лиственницы возросла [7]. Основываясь на палинологических данных, полученных из субэарального обнажения в долине реки Чуя в Курайской степи, [102] реконструируют темнохвойные леса с *Picea obovata* до 5,3 т.л.н. и полное ее исчезновение около 3,4 т.л.н. Это указывает на начало аридизации климата во второй половине голоцена в АГС. Аридный период зафиксирован нами в палинозаписи из озера Теньгинского (*Tg2019*) между 5,3-3,4 т.л.н.

Палиноспектры северогриппианского века озер юго-западной Тувы показывают распространение, как степных сообществ, так и сосновых лесов с доминированием *Pinus sibirica*. Доля пыльцы *Picea* в палиноспектрах снижается, а после 3,5 т.л.н. становится совсем незначительной. Диатомовый и палинологический анализы колонок из озер Груша и Ак-Холь выявляют теплый и гумидный период между 8,2 и 6,6 т.л.н. [6, 8]. Облесение хребта Чихачева реконструируется около 7,4 т.л.н. (по данным находок погребенной древесины; [36]). После 6 т.л.н. все биопроксы из записей озер Груша и Ак-Холь начинают отражать похолодание климата [6, 8, 9].

Растительность среднего голоцена (8,5-4 т.л.н.) Монгольского Алтая по палинозаписи из озера Канас (*KNS11-B*) характеризуется максимальным развитием леса. В хвойных лесах доминировала ель сибирская, но в это же время значительно выросло обилие березы и незначительно, но заметно, лиственницы. Среднегодовое количество осадков в это время возрастает до 310 мм/год (табл. 2).

Палинозапись из озера Хотон-Нур также характеризует растительность в этой части Монгольского Алтая для интервала 8-5 т.л.н. как преимущественно лесную с доминированием темнохвойных лесов с елью сибирской [51]. Максимальный процент *Picea* в палиноспектрах приходится на начало северогриппианского века, постепенно понижаясь к его концу. Это время характеризуется максимальным для палинозаписи *Hoton-2* количеством осадков – 280 мм/год (табл. 2). Более влажный климат среднего голоцена подтверждается и более легким отношением стабильных изотопов углерода, подсчитанных для пыльцевого концентрата образцов это части керна *Hoton-2* (рис. 6) [72].

Скорость накопления торфа в торфянике *BBP* (китайская часть Монгольского Алтая) начала сокращаться с 7,6 т.л.н., а после 6,3 т.л.н. стала очень низкой и оставалась такой до 2,8 т.л.н., что может указывать на аридный или холодный период [98]. Однако палинологические данные по торфянику *KLSZ* предполагают развитие горной темнохвойной тайги на западном макросклоне Монгольского Алтая в это время [31].

Климат Убсунурской котловины также характеризовался в северогриппианском веке увлажнением; рассчитанное по палинологическим данным среднегодовое количество осадков - 150-170 мм/год. Палинологические спектры характеризуются сокращением пустынных таксонов и увеличением обилия полыни [49]. Высокий уровень озер в Убсу-Нурской котловине реконструируется между 7,3-3,2 т.л.н. [97].

Для Западной Монголии для первой половины среднего голоцена (8-6 т.л.н.), Клинге и Зауэр [90], основываясь на нескольких палинозаписях, реконструируют теплый и влажный климат. Начиная со второй половины среднего голоцена (6-4 т.л.н.), большинство палинозаписей предполагают похолодание климата; выявить однозначный тренд увлажнения авторам не удалось. Похожие тенденции выявлены и для Восточного Тянь-Шаня (по палинозаписям из озера Баликун, Синьцзян) – климат становится более теплым и гумидным после 7,9 т.л.н. [103]. Анализ палинозаписей из 11 озер, относимых к аридной Центральной Азии, также выявляет наиболее гумидный период между 8 и 4 т.л.н.; при этом многие из этих озер начали наполняться только к 8 т.л.н. после высыхания в аридном раннем голоцене [104].

Показательным климатическим индикатором является палеозапись из ледяного керна Хух-Нуруу Уул из массива Цам-Багарав (Монгольский Алтай). Согласно радиоуглеродному датированию ледник появился только 6 т.л.н., что маркирует начало неогляциации Монгольского Алтая [105, 106].

#### 5.4. Поздний голоцен - мегхалайский век (4,2 – 0 т.л.н.)

Наиболее приближенная к современности часть голоцена является и самой неоднозначной в плане климатических реконструкций для АГС. Противоречия, возникающие в интерпретации результатов исследования, связаны и с общей нестабильностью позднеголоценового климата, и с уже выраженной антропогенной нагрузкой на ландшафты, и с большим многообразием позднеголоценовых палеозаписей и методов их исследования.

Палеозаписи из озер Кулундинской низменности после 4 т.л.н. начинают демонстрировать нарастание аридности - уменьшается количество осадков, снижается доля пыльцы сосны обыкновенной и вяза. Однако значительными среднегодовые суммы осадков остаются до 2,6 т.л.н. (рис. 15А). Последнее пыльцевое зерно *Ulmus* регистрируется в палинозаписи *KU* около 600 лет назад (1350 г.). Увеличение количества осадков приходится на конец позднего голоцена около 1,3 т.л.н. (650 г.); некоторое снижение зафиксировано около 0,7 т.л.н. (1200 г.).

В последние 1,2 т.л. среднегодовые суммы осадков составляют 360–370 мм/год. Позднейшие изменения в растительности степной части Алтая включают расширение площади березовых лесов (с 1,2-0,6 т.л.н.) и возрастающую роль пустынных компонентов. Увеличение площадей открытых ландшафтов, распространение березы и сокращение площади сосновых лесов может быть и следствием участившихся пожаров [69]. Однако прямой корреляции между пожарами и изменениями в составе растительности не было найдено, в то время как корреляция между уровнем среднегодовых осадков и уровнем растительного разнообразия положительная и сильная (табл. 3). Уровень реконструированных среднегодовых осадков возрастает в последние 100 лет, достигая 390 мм/год (рис. 15А).

Растительность мегхалайского века северо-восточного Алтая, согласно палеоданным из озера Телецкое (керна *Tel2001-2004*, *Tel2006*), характеризуется распространением вечнозеленых хвойных лесов сходных с современными. Реконструированная среднеиюльская температура показывает флуктуации в пределах 3-4°C (табл. 2). Доминирующими древесными породами являются *Pinus sibirica* и *Abies sibirica*. Эти породы, чувствительные к температурам и увлажнению [43], предполагают существование в целом тёплого и гумидного климата за последние 4,25 т.л. (средние температуры июля – 17<sup>0</sup>С, среднегодовое количество осадков – 425 мм/год).

Относительно холодный и сухой интервал реконструирован от начала палеозаписи и до 3,5 т.л.н.. В интервале 3,9-3,6 т.л.н. остепненные растительные сообщества с *Artemisia*, *Amaranthaceae* и *Cyperaceae* были широко распространены на водосборной территории озера Телецкое. Это время характеризуется относительно низкими средними температурами июля (16,3<sup>0</sup>С), минимальным за весь изученный период количеством осадков (390 мм/год; рис. 16) и минимальным распространением леса с лесопокрытием не более 29-35% [15]. Для примера процент лесопокрытия, рассчитанный по данным VCF (Vegetation Continuous Fields; [107]) для современной Прителецкой тайги составляет 65% [15]. Высокие содержания стронция в образцах керна *Tel2006* в интервале 4-3,7 т.л.н. [75] могут быть индикатором более низкого уровня озера [108] и/или усилившейся эрозии в бассейне озера [109].

Холодный и сухой интервал около 4,2-3,8 т.л.н., похожий на реконструированный для кернов *Tel2006* и *Tg2019-1*, зарегистрирован во многих палеозаписях Северного полушария [110-112]. Реконструкция среднегодовых осадков для озера Теньгинского (центральная часть Российского Алтая) также выявляет резкое уменьшения количество осадков 4,2-3,9 т.л.н. (табл. 2). Данный эпизод можно связать с эпизодом похолодания в Северной Атлантике. Ветра западного переноса над Северной Атлантикой и Сибирью были слабее в промежутке 4,2-3,8 т.л.н., что отразилось в понижении температур и снижении увлажнения [110]. Ослабление ветров западного переноса в средних широтах в этот временной интервал связано с отрицательной фазой северо-атлантической

осцилляции, что выражается в уменьшении количества влаги в северных широтах [113].

После 3,5 т.л.н. площадь распространения хвойной горной тайги в районе озера Телецкое значительно расширилась с максимальным реконструированным процентом лесопокрытия (50%), [15], показателями биома TAIGA и среднегодовыми осадками (440 мм/год) между 2,3 и 0,7 т.л.н. (рис. 16; табл. 2). Средние температуры июля возрастают на 1<sup>0</sup>С между 3,5 и 1,1 т.л.н. Климат стал более влажным и теплым.

Максимальные значение ТОС для палеозаписи *Tel2006* также приходятся на этот период в интервалах 3,5-3,4 т.л.н. и 2,5-2,4 т.л.н. (рис. 4). По данным элементного анализа керна *Tel2006* реконструированы более гумидные условия, сопровождающиеся поступлением терригенного материала и более высокой биологической продуктивностью в интервале 1,6-1 т.л.н. [75]. Более легкое соотношение изотопов углерода  $\delta^{13}\text{C}$ , которое может отражать повышение гумидности [72], также отмечено между 1,2 и 1 т.л.н.

Рассчитанные голоценовые температуры для 36 палеозаписей из Северной Европы подтверждают существование относительно теплого климатического интервала 3-1 т.л.н. [111]. Это же потепление отмечается для Улаганского плато при исследовании древних озерных отложений озера Сорлуколь и фиксируется на рубеже 3,7-3,6 т.л.н. [114].

Короткий холодный интервал в палеозаписи *Tel 2001-2004*, зафиксированный 1,4-1,3 т.л.н. (550-650 гг.), мог быть вызван возросшей вулканической активностью, например, извержением 536 г. Свидетельства этого извержения отражены в записях древесных колец и исторических документах по всему Северному полушарию [115, 116]. Ваннер с соавторами [117] назвали интервал 300-600 гг. «пятым холодным эпизодом голоцена», который также известен как Dark Age Cold Period, маркирующий переход между поздней античностью и ранним средневековьем и характеризующийся глобальными миграциями населения в Европе. Шлютц и Лемкуль [102] также отмечают холодный эпизод в 370-580 гг., основываясь на данных палинологического анализа из геологического разреза в долине реки Тархата и в Курайской степи.

Тенденция к похолоданию отмечена в палеозаписях из озера Телецкое, начиная с 0,85-0,8 т.л.н. (1100-1150 гг.). На начало этого периода, 1050-1250 гг., приходится один из минимумов содержания органического вещества (ТОС) (рис. 4). Утяжеление значений  $\delta^{13}\text{C}$  в последнюю тысячу лет может быть связано с общим усилением аридности в регионе, что косвенно подтверждает тренд на увеличение значений биома STEPPE в последние 800 лет при биомной реконструкции (рис. 11Б; [15]).

Уменьшение среднеиюльских температур на 2-3°C ниже современных, записанное в кернах озера Телецкое, проявляется между 1450 и 1800 гг. (табл. 2). Обе исследованные палинозаписи выявили некоторое увеличение значений биома TAIGA и снижение биома STEPPE в это время, а, следовательно, малый ледниковый период был в этой части Алтая холодным и гумидным (440 мм/год) (рис. 16).

Палинозаписи из озер Улаганского плато выявляют распространение горной тайги с *Pinus sibirica*, *P. sylvestris* и *Larix sibirica* в последние 4 т.л. (данные по BK2018; [5]). В палинозаписях, опубликованных [5] обилие пыльцы *Picea obovata* и *Abies sibirica* в палиноспектрах возрастает до 1 т.л.н., предполагая относительно мягкий климат. В последнюю тысячу лет обилие пыльцы *Pinus sylvestris*, *Picea obovata* и *Abies sibirica* сокращается, в то время как доля пыльцы *Pinus sibirica* и *Betula sect. Apterocaryon* возрастает; климат становится холоднее и суше. В палинозаписи BK2018 *Picea* начинает сокращаться 4,3 т.л.н., *Abies* - 2,2 тыс. лет и это сопровождается увеличением пыльцы злаков, что предполагает, что весь мегхалайский период был относительно холодным и сухим. Биомная реконструкция выявила увеличения веса биома TUNDRA около 4,2 т.л.н. и между 1550-1750 годами (МЛП). Начиная с 2 т.л.н. увеличивается обилие более аридных и холодных элементов в растительном покрове Улаганского плато. Увеличивается доля пыльцы *Artemisia*, *Amaranthaceae* и *Betula*; появляется пыльца *Ericaceae*; постоянным становится присутствие *Polygonaceae* и *Plumbaginaceae*. Все это может являться свидетельством похолодания и аридизации климата в регионе в последние два тысячелетия (рис. 17).

По данным элементного анализа кернов озер Балыктукель и Игистукель в позднем голоцене увеличиваются значения соотношения Ti/Al по сравнению со

средним голоценом. Повышение значений  $Ti/Al$  регистрируются между 4,3 и 2,6 т.л.н. для *BK2018* (рис. 8) и между 4,9 и 3,8 т.л.н. для *IK2018*. Это может означать увеличение поступления эолового материала в озера, связанное с наступлением более сухих, чем в среднем голоцене, условий. Это предположение подтверждается низкими значениями отношения  $Ti/Ca$  между 4,4 и 1,5 т.л.н., что может также ассоциироваться с засухами [74]. Количество биогенного кремнезема тоже уменьшается после 4 т.л.н. до 2,6 тыс. лет; содержание фосфора и серы уменьшается после 4,6 т.л.н. (рис. 7). В целом, результаты элементного анализа обоих кернов показывают наступление более аридного и, по всей видимости, более холодного периода в конце среднего - начале позднего голоцена. В последние 200-300 лет количество кальция и значения отношения  $Ti/Ca$  в записи *BK2018* снижаются, а в записи *IK2018* – только в последние 50-70 лет.

Основываясь на палинологических данных из озер Ак-Холь и Груша, в мегхалайский век лесная растительность только сокращалась и заменялась на степную с доминированием полыней, злаков и осоковых [6]. Особенно этот процесс усилился в последние 2 т.л., что может быть связано с возросшей аридизацией и похолоданием. Однако образец палеопочвы из котловины озера Ак-Холь, датированный  $2852 \pm 94$  т.л.н., кроме фрагментов керамики скифской эпохи содержал также и большое количество древесных углей, косвенно указывающих на облесенность территории в это время [118].

Палеоданные по керну *Hoton-2* из озера Хотон-Нур выявляют усиление аридности после 5 т.л.н. (рис. 5, 12). Количество пыльцы ели сокращается, доля травянистых таксонов увеличивается до 70 %. Максимальные значения в это время имеют показатели биома STEPPE и минимальные – биома TAIGA. Минимальные для всей палеозаписи суммы среднегодовых осадков также фиксируются, начиная с 5 т.л.н. (165 мм/год) (табл. 2).

Однако, несмотря на общую тенденцию к аридизации после голоценового климатического оптимума, реконструированные среднегодовые осадки для керна *Hoton-2* оказались на 100 мм выше, чем современные, между 3-2 т.л.н. (максимум в 350 мм/год 2,25 т.л.н.) [51]. Палинозапись из озера Баликун (Синьцзян, Китай) выявила существование влажного периода 3,8-2,3 т.л.н., что выразилось в возросшем обилии пыльцы полыни в отношении  $A/C$  (*Artemisia* к *Amaranthaceae*

(=Chenopodiaceae)). Влажному эпизоду, также как и в записях из озера Телецкое, предшествовал аридный период между 4,3-3,8 т.л.н. [119].

Unkelbach et al. [18, 19, 20] исследовали отложения небольших озер в районе массива Табын-Богдо-Ола (Монгольский Алтай). Интервал 4,31-1,04 т.л.н. характеризуется развитием лесной растительности с доминированием *Larix sibirica*, перемежающейся с участками высокогорной степи, развивающимися в условиях относительно теплого и влажного климата. С 2,35 до 1,04 т.л.н. площади леса максимальны. После 1,04 т.л.н. из состава леса выпадают сосна сибирская и ель сибирская, что, вероятно, связано с антропогенной активностью [19]. В целом, период между 2,61 и 0,55 т.л.н. климат сменился на более аридный с меньшим количеством осадков, что отразилось и на составе растительности, которая стала более открытой, площади лиственничников уменьшились. После 0,55-0,4 т.л.н. гумидность и температуры возросли; древесная растительность начала опять распространяться, а сообщества с доминированием осоковых сокращаться и заменяться разными вариантами злаковых и разнотравных степей.

Климат и растительность в самых северо-восточных отрогах Монгольского Алтая и прилегающей к нему Убсунурской котловины в позднем голоцене можно реконструировать по палеозаписям из озер Баян-Нур (последние 2,9 т.л.) [68] и Урег-Нур (последние 2 т.л.) [120].

Самый высокий уровень озера Баян-Нур реконструирован между 2,9 и 1,7 т.л.н. и в последние 700 лет; наиболее низкий уровень в интервале 1,7-0,7 т.л.н. При этом тенденции в изменениях средних температур июля и среднегодовых осадках хорошо коррелируют с флуктуациями уровня озера. Высокий уровень озера ассоциируется с возросшими среднегодовыми осадками и более холодными температурами; низкий уровень озера - с меньшим количеством осадков и более тёплыми температурами. Основываясь на геоморфологических изменениях ландшафтов Убсунурской котловины Грунерт с соавторами [97] сделали заключение, что после аридной фазы в начале позднего голоцена, в интервале 3-2 т.л.н. уровень Баян-Нура повысился. Они также отмечают и современный подъем уровня озера.

Между 2,9 и 2,7 т.л.н. при относительно прохладном климате в озеро поступало больше воды из впадающих притоков и с поверхностным стоком, что

привело к расширению литоральной зоны и развитию разнообразной литоральной фауны (по данным хирономидного анализа, [68]). После 2,7 т.л.н. структура литоральных и глубоководных сообществ хирономид не выявляет сокращения мелководной прибрежной зоны.

Усиление гумидности климата на западном макросклоне Монгольского Алтая во второй половине позднего голоцена подтверждает и рост торфяника *BBP* после 2,8 т.л.н. [98]. Палинологический анализ палеозаписи из торфяника *YSKL*, расположенного в китайской части Монгольского Алтая, выявил резкий рост обилия пыльцы *Cyperaceae* после 2,5 т.л.н. по отношению к пыльце *Artemisia*, которая доминировала до этого [121]. Исследование *n*-алканов из торфяника *Tielishahan (TLSH)* выявило холодный и гумидный климат между 2,5-1 т.л.н.; после 1 т.л.н. климат становится теплым и сухим [28].

Короткий период между 2,8 и 2,5 т.л.н. характеризуется выраженным похолоданием и усилением гумидности климата в Северной Европе [122]. Также в это же время отмечается наступление ледников в Северной полушарии, что ассоциируется с минимумом солнечной активности [123] и усилением западного переноса над Северной Атлантикой и Сибирью [110]. Ан с соавторами [124] предположили, что возросшая влажность - это ответ на снижение солнечной активности в результате сокращения эвапотранспирации из-за понижения температур в Монголии. Че и Лан [125], проведя анализ данных полученных из разных палеоархивов Центральной Азии (куда они включают и юг западной Сибири) для скифского времени (850-200 лет до н.э.), пришли к выводу, что этот период характеризует повышенной гумидностью, что обеспечивала возможности перемещений скифского населения в этой аридной области.

Объединенная реконструкция осадков по данным исследованных здесь озер также выявляет увеличение осадков около 2,6-2,4 т.л.н. после аридной фазы (рис. 17).

Между 1,4 и 0,6 т.л.н. в озере Баян-Нур распространилась широкая литоральная зона с песчаным и грязевым дном. Этот же период характеризуется повышенной продуктивностью озера и повышенными средними температурами июля. Самые тяжелые значения  $\delta^{13}\text{C}$  в интервале 1,5-1 т.л.н. отражают существование мелкого озера с широкой литоралью, покрытой макрофитами.

После 0,7 т.л.н. в палеозаписи *BN2016* значения биома TAIGA и суммы среднегодовых осадков значительно увеличиваются с понижением значений  $\delta^{13}\text{C}$  (рис. 5Б,В). После 0,7-0,75 т.л.н. (1200-1250 гг.) озеро становится глубже, литоральная зона сокращается. Анализ палеозаписи *BN2016* позволяет предположить усиление гумидности и развитие лесов между 1400-1810 гг. в окрестностях озера Баян-Нур. Хронологически этот период относится к МЛП [122, 126].

В Северном полушарии наступление ледников и усиление западных ветров над Северной Атлантикой и Сибирью предполагают изменения климата между 1350 и 1800 гг., которые были самыми быстрыми и сильными с начала голоцена [110]. Интенсификация сибирского антициклона после 1350 г., рассчитанная по содержанию калия в ледовых кернах, полученных в проекте Greenland Ice Sheet Project Two (GISP2) для Северного полушария [110], подтверждает похолодание климата.

Согласно радиоуглеродному датированию древесины, погребенной под моренами, увеличение площадей больших ледников в Российском Алтае начинается в 13 веке, маркируя наступление МЛП [37]. Активация небольших ледников коррелирует с самой холодной фазой МЛП, начиная со второй половины 15 и в 16 веках. На основании палинологических данных из обнажения в долине р. Чуя на юго-востоке Российского Алтая, [102] предполагают начало МЛП в этой части Алтайских гор в 1600 г. Такая же дата начала МЛП для этого региона называется и в [127]. Результаты дендрохронологического исследования в Российском Алтае выявили сокращение аномалий в развитии древесных колец с середины десятого по тринадцатый века и значительное возрастание числа аномалий с начала шестнадцатого по начало двадцатого века, соответствующие МЛП [128]. Согласно дендрохронологическим исследованиям Алтае-Саянского региона, МЛП датируется здесь 17-19 веками [129]. Ледниковая стадия актру в Российском Алтае, датируемая 13-19 веками [37], подтверждает существования холодного и влажного климата.

Исследования  $\delta^{13}\text{C}$  в годовых кольцах *Larix cajanderi* из северо-восточной Якутии показали существование холодного и влажного МЛП в Восточной Сибири [130]. Янг с соавторами [131] отмечают, что МЛП в аридной Центральной Азии

также был холодным и влажным. Согласно [132, 133], территория северо-западного Китая в контексте общего холодного МЛП, тоже характеризуется возросшей гумидностью. Чень с соавторами. [133] связывают высокую гумидность и нестабильность увлажнения в течение МЛП с флуктуациями северо-атлантической осцилляции (North Atlantic Oscillation, NAO), которые влияют на западный перенос воздушных масс в северо-западном Китае. Негативные фазы северо-атлантической осцилляции, зафиксированные в прошлом тысячелетии [134] связаны с более южным проникновением воздушных масс [135]; некоторые шторма проникали на восток через западную Азию, являясь причиной увеличения осадков в аридной Центральной Азии [132, 136-138].

Реконструированные по хирономидным данным средние температуры июля предполагают потепление климата в Убсунурской котловине в последние 100 лет [68]. В этот период соотношения стабильных изотопов углерода показывают самые легкие значения, что отражает гумидную фазу (рис. 6Б). Это предположение подтверждается также возросшими реконструированными среднегодовыми осадками (рис. 6Г).

Данные по керну озера Баян-Нур также показывают возрастание обилия пыльцы древесных в современное время, в основном сосны (рис. 5А). Палинологические данные, полученные из ледового ядра ледяного ядра Хух-Нуруу Уул из массива Цам-Багарав, охватывающего последние 6 т.л., выявляют максимальное сокращение лесов после 1700 г., а расширение площади лесов только в последние 60 лет [106]. Авторы полагают, что развитие березняков происходило после пожаров и вырубки лесов населением.

Период от 2 до 1,6 т.л.н., согласно палинозаписи *UN2017* из озера Урег-Нур характеризуется широким распространением темнохвойной тайги с сосной сибирской в окрестностях озера [120]. После 1,6 т.л.н. в палиноспектрах *UN2017* резко возрастает процент пыльцы травянистых растений и особенно маревых; обилие пыльцы сосны сибирской резко падает; реконструированный уровень осадков также снижается (до 290 мм/год) (табл. 2). Большое количество остатков зеленой водоросли *Botryococcus braunii*, характерной для мелких заболоченных водоемов [139], может свидетельствовать, что озеро обмелело в этот период. Участие сосны сибирской в растительном покрове водосбора озера Урег-Нур

увеличивается после 1,4 т.л.н. Климат увлажняется, уровень осадков возрастает до 310-320 мм/год. Самый влажный период отмечается между 0,95-0,7 т.л.н. (330-350 мм/год.). МЛП характеризуется относительно высоким количеством осадков, что сопровождается понижением значений биома STEPPE и увеличением биома TAIGA. Количество осадков резко понижается в интервале 0,2-0,13 т.л.н. (1750-1850 гг.), В последние 200 лет опять расширяются площади леса, резко сокращается обилие пыльцы маревых и эфедры.

Палинозапись из озера Канас для последних 4 т.л. выявила заметное снижение пыльцы древесных и возрастание пыльцы травянистых; показатели биома TAIGA снижаются, а STEPPE – повышаются (табл. 2). Растительный покров характеризуется сокращением лесной растительности и развитием открытых степных ландшафтов. Особенно эти процессы становятся выраженными в последние 1,5 т.л., когда увеличивается доля пыльцы полыни и сокращается доля пыльцы маревых. При этом максимальное количество осадков за всю палеозапись также реконструировано для последних 3,8 т.л.н. – 310 мм/год.

Клинге и Заур [90] отмечают, что большинство палеозаписей из Монголии, которые отражают теплый и сухой климат в последние 4 т.л., получены из озер, расположенных на восточных макросклонах горных хребтов. В то время как озера, палеозаписи которых показывают холодные и влажные климатические условия, расположены на западных макросклонах хребтов. Такая ориентированность подчеркивает большое значение северо-западного переноса влаги на территории Монголии, связанного с западными ветрами. Повышенная облачность, вызванная восходящими воздушными массами на наветренной стороне хребтов, возможно, способствовала снижению температуры, в то время как сухой воздух, спускающийся на подветренную сторону, возможно, привел к повышению температуры. Многие монгольские озера испытывали понижение уровня в этот период.

В последние 2 т.л. в Монголии, основываясь на палинологических и дендрохронологических данных, реконструированный климат испытывает заметные и короткие флуктуации, а в последние десятилетия отмечается потепление климата [140-143]. Однако до индустриальной эры наблюдался выраженный тренд на похолодание. Уровень воды в большинстве монгольских

озёр повышался, вероятно, из-за высокой влажности при прохладных климатических условиях. В течение последних десятилетий талые воды отступающих ледников и деградация вечной мерзлоты в горах также привели к повышению уровня озер [90].

Таким образом, несмотря на некоторые несоответствия в локальных реконструкциях, в позднем голоцене АГС можно выделить холодный эпизод на рубеже северогриппианского и мегхалайского веков 4-3,8 т.л.н.; относительно теплый и гумидный интервал 3,5-2(1) т.л.н.; нарастание аридизации в последние две тысячи лет; холодный и влажный МЛП и современное увеличение гумидности (рис. 17).

## **Глава 6. Оценка изменения фиторазнообразия для позднего дриаса и голоцена Алтайской горной страны**

Для реконструкции прошлого альфа и бета-разнообразия растений по палинологическим данным используется стандартный набор методов, хотя и с некоторыми ограничениями. Для оценки альфа-разнообразия предлагается использовать числа Хилла, при этом речь идет не о видовом разнообразии, а о разнообразии палинотаксонов или палинотипов [144], так как при проведении спорово-пыльцевого анализа не всегда удается определить пыльцевое зерно до вида. Естественным образом возникает вопрос - насколько оценка разнообразия растений по палинологическим данным может адекватно отражать тенденции изменения реального фиторазнообразия как в прошлом, так и в настоящем.

В настоящее время для проверки адекватности использования палинологических данных для оценки реального разнообразия растений проведено достаточное количество методических работ [145-154].

Мельцов с соавторами [150, 151] показали, что для единого климатического региона палинологическое разнообразие дает адекватную оценку флористического разнообразия. При этом открытость ландшафтов позитивно коррелирует как с флористическим, так и с палинологическим разнообразием. Это объясняется тем, что менее залесенные ландшафты предоставляют большее количество местообитаний для большего количества таксонов [155, 156]. В гемибореальной зоне Европы в голоцене увеличение палинологического разнообразия

положительно коррелирует с открытостью ландшафтов, в том числе и из-за антропогенного влияния [146-149].

Умеренное антропогенное нарушение ландшафтов ('intermediate'-disturbance hypothesis) приводит к увеличению разнообразия [157-160], однако интенсивное земледелие и урбанизация последних десятилетий отрицательно сказывается как на палинологическом, так и на флористическом разнообразии [146, 148, 151, 161, 163]. При этом полуоткрытые ландшафты показывают большее растительное разнообразие, чем полностью открытые или полностью облесенные ландшафты [164].

В целом, адекватно отражая реальное растительное разнообразие, бывают случаи, когда палинологическое разнообразие оказывается завышенным и это надо учитывать при интерпретации результатов расчета индексов биоразнообразия. Проведя сравнение разнообразия палинотаксонов на четырех экспериментальных площадках на границе распространения леса в северной Фенноскандии, [147] выявил, что для тундровых сообществ с невысоким флористическим разнообразием, палинологическое разнообразие оказывается завышенным, так как субфоссильные спектры содержат также заносную пыльцу древесных растений из соседних регионов.

Еще одной причиной завышенного палинотаксономического разнообразия в небогатых пылью осадках может являться то, что исследователь для того, чтобы набрать статистически необходимое количество пылевых зерен, фиксирует больше редких палинотаксонов (палинотипов), представленных единичными зернами [151, 165, 166].

В экологии сообществ, под бета-разнообразием (compositional turnover) понимают количественную оценку замены одного вида на другой в сообществе во времени или пространстве (или там и там одновременно) [63, 65]. Временное бета-разнообразие (temporal compositional turnover) представляет собой изменение состава сообщества во времени, выраженное в количественной оценке несходства (dissimilarity) между каждым временным шагом для одной точки в пространстве [4].

В палинологическом анализе бета-разнообразие обычно определяется совокупностью композиционных изменений всех палинотаксонов в пределах одной

стратиграфической последовательности (палинозаписи), то есть относительно временного градиента [62]. Палинологические записи представляют собой надежное средство для исследования композиционной смены в сообществах в течение длительных периодов времени [64].

Низкие значения индексов биоразнообразия и выровненности сообществ для территории степного Алтая (Обь-Иртышское междуречье) по кернам озер Малое Яровое и Кучук рассчитаны для конца позднеледникового (поздний дриас) и для самого начала голоцена (до 10,8-10,6 т.л.н.). Затем с началом развития лесов на этой территории и с увеличением среднегодовых осадков растительное разнообразие начинает возрастать (рис. 14А). В северной части Монгольского Алтая наиболее низкое фиторазнообразие реконструировано для позднего ледникового до начала позднего дриаса (13,4-12,9 т.л.н.) и в его течении. Так же как на юге Западной Сибири выровненность сообществ и растительное разнообразие севера Монгольского Алтая начинает повышаться с началом голоцена (рис. 14Г).

Наиболее заметное повышение временного бета-разнообразия, выраженное в половинной смене таксономического состава отмечается в степном Алтае для позднего дриаса и раннего голоцена (11,7-10,2 т.л.н.). В Монгольском Алтае изменения временного бета-разнообразия менее выражено, однако также заметно между 13,3 и 11,6 т.л.н. (рис. 17Г). Таким образом, рубеж плейстоцена и голоцена АГС характеризовался частичной вплоть до половины сменой таксономического состава сообществ (рис. 17Г, 18).

Наибольшее значение индексов фиторазнообразия и выровненности для степного Алтая относится к интервалу 7,2-1,2 т.л.н. (рис. 14А). Начиная с ~7 т.л.н. облесение Кулунды начинает значительно увеличиваться, однако, полностью, эта территория лесом никогда не покрывалась. В этом случае можно говорить о доминировании на этой территории полуоткрытых ландшафтов, характеризующихся большим разнообразием экологических и микроклиматических условий. Согласно «мозаичной концепции» в понимании [167], это обуславливает большее флористическое, а, следовательно, и палинологическое разнообразие. Максимальные показатели для севера Монгольского Алтая в целом хронологически совпадают с нашими данными по степному Алтаю. В интервале 8,5-3,8 т.л.н. с максимумом между 7,1-6,9 и 5,7 т.л.н.

индексы разнообразия и выровненность, рассчитанные по палинологическим данным из озера Канас и Хотон-Нур, максимальны (рис. 14Г).

Подтверждение гипотезы об увеличении флористического и палинологического разнообразия при снижении процента лесопокрытия и увеличении площадей свободных от лесной растительности находится при расчёте индексов фиторазнообразия для позднего голоцена окрестностей озера Телецкое, занятых сейчас горной тайгой. Здесь максимальные индексы биоразнообразия рассчитаны для периода 4,2-3,4 т.л.н. (рис. 14В), который характеризуется максимальным развитием степных ассоциаций на территории водосбора озера и минимальным лесопокрытием территории за весь мегхалайский период (рис. 11). Максимальное развитие тайги вокруг озера реконструируется между 2,3 и 0,8 т.л.н. и именно в это время фиторазнообразие падает. Временное бета-разнообразие максимально около 3,9-3,8 т.л.н. и показывает почти половинную смену общего таксономического состава в прителецком регионе на этом временном срезе. Это может быть связано с существованием холодного и сухого эпизода в Северном полушарии [110-112], из-за чего лесопокрытие в районе Телецкого могло падать, освобождая открытые участки, занимаемые более разнообразной растительностью.

Похожие выводы можно сделать для МЛП, зафиксированного в палинозаписи (рис. 10) из горно-таежного озера Балыктукёль (Улаганское плато) с 1550 по 1750 гг. Здесь с увеличением значений биомов STEPPE и TUNDRA, то есть распространения более открытой растительности вследствие похолодания, увеличивается и разнообразие доминантных и фоновых видов (рис. 16Б, табл. 2).

В отличие от горно-таежной зоны тенденция к увеличению фиторазнообразия коррелирует в полупустынных аридных районах с увеличением количества осадков и площадей лесов. Эта закономерность хорошо прослеживается на примере позднеголоценовой палинозаписи из озера Баян-Нур (рис. 5А), которое располагается вблизи самых северо-восточных форпостов Монгольского Алтая в аридной зоне, где осадки не превышают 200 мм/год [68]. Согласно рассчитанным индексам максимальное растительное разнообразие приходится здесь на интервал 570-200 лет назад (1380-1750 гг.), который можно хронологически соотнести с МЛП (табл. 2). В это время реконструировано максимальное количество осадков и самые низкие средние температуры июля для окрестностей озера. Реконструкция

растительности выявляет увеличение площадей леса и сокращение площади опустыненной растительности. Сокращение лесов, расширение распространения опустыненных и степных сообществ, увеличение среднеиюльских температур и невысокое количество среднегодовых осадков в период между 1910-1020 л.н. (40-930 гг.), наоборот, характеризуется здесь пониженным растительным разнообразием (таблицы 2 и 3). Интересно, что рассчитанные для этой же палеозаписи индексы биологического разнообразия для диатомовых водорослей, то есть для организмов, живущих в озере, не выявляют никаких корреляций ни с количеством осадков, ни с температурами [68].

Похожие результаты получены по палинозаписи из озера Урег-Нур [120], расположенного западнее озера Баян-Нур [116]. Здесь также период между 1300 и 1750 гг. сопровождался повышенным количеством осадков и максимальным фиторазнообразием (табл. 2).

Корреляционный анализ рассчитанных индексов биоразнообразия и выровненности для всех исследованных озер (табл. 3) выявил закономерность, которая, однако, должна быть проверена в будущем на большем количестве материала. Индексы фиторазнообразия, полученные из палинозаписей озер, которые располагаются в засушливых областях (Кучук, Малое Яровое, Баян-Нур, Урег-Нур), показывают сильные положительные корреляции со среднегодовым количеством осадков и залесенностью территории, которая в этих районах не бывает сплошной. Отрицательную корреляцию или отсутствие связи с осадками и положительную корреляцию с присутствием степных и опустыненных местообитаний показывают индексы биоразнообразия, рассчитанные по палиноданым из озер, расположенных в гумидных и залесенных районах Алтая (Телецкое, Балыктукель, Игистукель) (рис. 19).

Таким образом, увеличение площадей леса и гумидности в аридных и полуаридных районах Алтая и сопредельных территорий приводит к увеличению растительного биоразнообразия из-за образования большего количества различных в экологическом отношении местообитаний. В гумидных таежных районах Алтая прошлое фиторазнообразие увеличивалось, наоборот, при усилении аридности, сокращении площадей леса и развитии степных и пустынных сообществ (рис. 19).

Кривая общего растительного бета-разнообразия, рассчитанная на основании данных всех палинозаписей, показывает наибольшие значения, начиная с позднего дриаса и в раннем голоцене ( $SD=0,8-1,2$ ), а затем понижается вплоть до наших дней до  $SD=0,1-0,2$  с единственным пиком около 3,8 т.л.н. ( $SD=0,9$ ) (рис. 17Г,18). Самые низкие значения общего растительного бета-разнообразия АГС приходятся на последний период голоцена – мегхалайский век ( $medSD=0,3$ ). При этом общее таксономическое разнообразие ( $N1$ ,  $N2$ ) в растительном покрове Алтая максимально также в мегхалайский век, постепенно понижаясь к началу голоцена и концу плейстоцена (рис. 18).

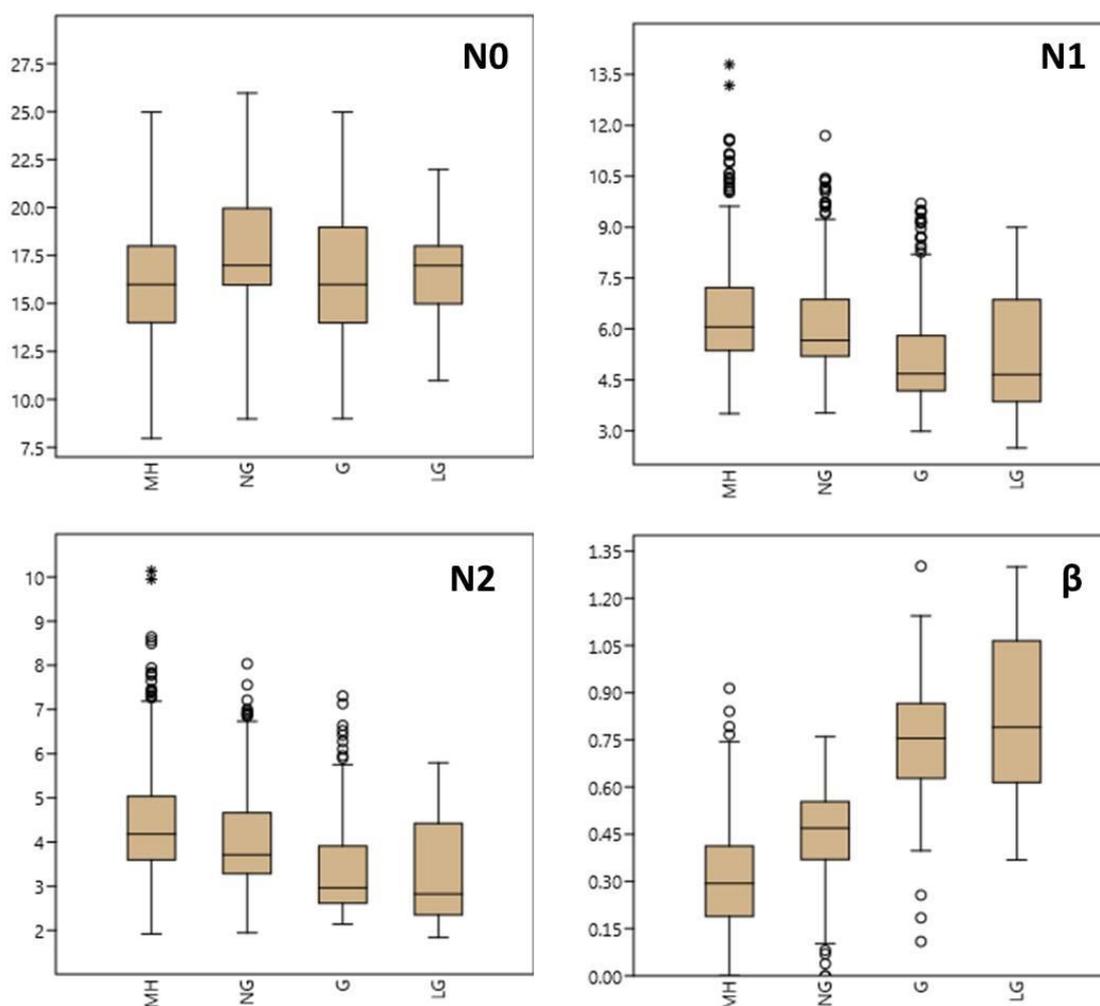


Рисунок 18 - Диаграмма размаха, отображающая изменения растительного разнообразия по периодам: LG - позднеледниковье (14-11,7 т.л.н.), G – гренландский век (11,7-8,2 т.л.н.), NG - северогрипшианский век (8,2 – 4,2 т.л.н.) и MH - мегхалайский век (4,2 – 0 т.л.н.)

Похожая картина наблюдается и при расчете временного бета-разнообразия для 18 позднеплейстоценово-голоценовых палинозаписей из озер Северной Швеции и Финляндии – максимальные изменения в таксономическом составе относительно времени наблюдаются здесь в начале голоцена (средняя  $SD=0,99$ ), кривые постепенно понижаются до  $SD=0,01$  к настоящему времени [63]. Cao et al. [160], рассчитав уровень изменений (turnover) в растительном покрове Северной Азии на уровне функциональных типов растительности (plant functional types, PFT) с использованием модели REVEALS [169], также показали низкие средние значения временных изменений в течение голоцена.



Рисунок 19 - А, Г. Индикаторные биомы для озер, расположенных в аридной и гумидной областях (оранж. – STEPPE, зел. – TAIGA, жел. – DESERT); Б. Баллы биома TAIGA для озёр аридной области; В,Е. Показатель альфа-разнообразия N1 (фоновые виды); Д. Баллы биома STEPPE для озёр гумидной области

При этом [170], используя другой алгоритм для расчета смены состава растительных сообществ относительно времени (RoC: rate of change) на основе

1181 палинозаписей для всех областей мира, исключая Антарктиду, пришли к выводу, что композиционные изменения растительности ускорились (acceleration) в обоих полушариях, начиная с 4,6-3,1 т.л.н. и в позднем голоцене были сопоставимы с изменениями в конце плейстоцена-начале голоцена. В частности, в Азии начало ускорения этих изменений датируются 3,7 т.л.н. Авторы исследования связывают такое ускорение с глобальной возросшей антропогенной активностью.

В настоящей работе в позднем голоцене Алтая не фиксируется ускорение смены состава растительности, вероятно, из-за относительно низкой антропогенной нагрузки по сравнению с Европой или Юго-Восточной Азией. Другим объяснением такого расхождения может быть разница в используемых методических подходах, и, следовательно, этот вопрос следует в дальнейшем прорабатывать с использованием различных статистических методик.

Таблица 4 - Корреляционные коэффициенты ( $r^2$ ) для индикаторных биомов (в баллах): таежный ТА, степной ST и среднегодового количества осадков (PANN) и значения индексов растительного разнообразия (N0, N1, N2) для колонок донных отложений некоторых озер за последнюю 1000 лет.

| Озеро        | Числа Хилла | ТА          | ST         | PANN       |
|--------------|-------------|-------------|------------|------------|
| Малое Яровое | <b>N0</b>   | -0.3        | 0.3        | 0.3        |
|              | <b>N1</b>   | <b>0.7</b>  | 0.0        | <b>0.7</b> |
|              | <b>N2</b>   | <b>0.8</b>  | -0.3       | <b>0.6</b> |
| Кучук        | <b>N0</b>   | <b>-0.5</b> | <b>0.5</b> | 0.2        |
|              | <b>N1</b>   | -0.1        | 0.6        | -0.2       |
|              | <b>N2</b>   | 0.3         | -0.3       | -0.2       |
| Телецкое     | <b>N0</b>   | 0.1         | 0.3        | 0.1        |
|              | <b>N1</b>   | <b>0.6</b>  | <b>0.6</b> | 0.0        |
|              | <b>N2</b>   | <b>0.6</b>  | <b>0.6</b> | 0.0        |
| Балыктукёль  | <b>N0</b>   | <b>-0.5</b> | <b>0.5</b> | 0.2        |
|              | <b>N1</b>   | <b>-0.7</b> | <b>0.9</b> | <b>0.5</b> |
|              | <b>N2</b>   | <b>-0.7</b> | <b>0.8</b> | <b>0.6</b> |
| Канас        | <b>N0</b>   | -0.2        | 0.1        | 0.2        |
|              | <b>N1</b>   | <b>0.7</b>  | 0.0        | 0.4        |
|              | <b>N2</b>   | <b>0.7</b>  | -0.1       | 0.3        |

В последнее тысячелетие общее фиторазнообразие АГС (рис. 17Б) увеличивается при понижении общего уровня осадков, общем увеличении площади лесов и снижении участия степей в растительном покрове (рис. 17А,В). Корреляционные коэффициенты, рассчитанные для нескольких озер для последней 1000 лет не всегда выявляют тенденции, выявленные в течение голоцена, а иногда тенденция меняется на противоположную или полученные корреляционные коэффициенты невозможно однозначно проинтерпретировать (табл. 4).

Возрастание фиторазнообразия последнего тысячелетия может быть связано с умеренной антропогенной нагрузкой на ландшафты и, как следствие, появлением большего количества разнообразных местообитаний и увеличением общей мозаичности растительного покрова.

Оценить изменения фиторазнообразия для последних 200 лет (индустриальная эра) по имеющимся данным достоверно не возможно из-за невысокого разрешения палинозаписей для этого времени.

## **Глава 7. Некоторые дискуссионные вопросы изменения природных условий Алтайской горной страны в контексте глобальных природных процессов позднего плейстоцена и голоцена Евразии**

Территория среднеширотной Азии в климатическом отношении состоит из двух отдельных регионов – Восточной Азии, где современный климат в основном регулируется циркуляцией азиатского муссона и аридной Центральной Азии и прилегающих частях Северной Азии, где современный климат регулируется западным переносом воздушных масс. Климат АГС также в настоящее время контролируется западным переносом воздушных масс [39].

Одним из дискуссионных вопросов естественной истории Алтайских гор и в целом Центральной Азии является вопрос о времени и границах влияния на климат этой территории азиатского муссона, а также его взаимодействие с атлантическим переносом воздушных масс в разные периоды голоцена [51, 104, 119]. По мнению ряда исследователей [52, 119, 171,172], раннеголоценовые климатические флуктуации в северной части Центральной Азии и даже в юго-западной Сибири обеспечивались активностью азиатского муссона.

В юго-восточной Азии восточно-азиатский и индийский муссоны активизировались сразу после позднего дриаса, что выразилось в увеличении увлажнения, были наиболее сильными в раннем и начале среднего голоцена и ослабели в середине голоцена [173-177]. Усиления и ослабления азиатского муссона связывают с изменениями летней инсоляции в низких широтах [178-180]. Высокая инсоляция в раннем голоцене в Северном полушарии [181] увеличивала градиенты давления и температуры между сушей и океаном, усиливая прибрежный поток влажного воздуха летом, что привело к усилению азиатского летнего

муссона [180]. Ослабление летнего азиатского муссона, начиная со среднего голоцена, было ответом на понижение летней инсоляции, усиленной обратной связью от изменений в растительном покрове и почвенном увлажнении [104, 178, 182].

Однако согласно концепции [132, 183], наиболее разработанной на сегодняшний день и основанной на изучении озерных отложений, аридная Центральная Азия показывает другой сценарий развития климата в голоцене.

Здесь ранний голоцен был относительно аридным, гумидность повышается только после 8 т.л.н. Такая климатическая динамика отражает связь аридной Центральной Азии с событиями в Северной Атлантике: флуктуациями температур поверхностных вод океана и температур воздуха, которые приводили к изменениям в западном переносе влаги. В позднем дриасе и раннем голоцене ледниковый покров высоких широт был еще достаточно большим по сравнению со средним голоценом, что выражалось в низких температурах поверхностных океанических вод и воздуха [184], несмотря на возросшую инсоляцию. Большие массы талой холодной воды также понижали температуру поверхностных океанических вод в Северной Атлантике.

Усиление летнего азиатского муссона в юго-восточной Азии из-за увеличения летней инсоляции и холодные поверхностные океанические воды и температуры воздуха в Северной Атлантике создавали в раннем голоцене меридиональный температурный градиент. Этот градиент усиливал западный перенос воздушных масс в средних широтах и мог смешать западное высотное струйное течение (jet stream) к югу. Это выражалось в круглогодичных сильных ветрах на территории аридной Центральной Азии, которые, однако, приносили мало влаги, так как холодные североатлантические поверхностные воды характеризовались невысоким испарением.

Результаты моделирования на основе набора данных TraCE-21ka (Simulation of Transient Climate Evolution over the last 21,000 years) [185] с учетом внешних и внутренних движущих факторов (изменения инсоляции, концентрации парниковых газов в атмосфере, потоков талой воды и размеров континентальных ледяных щитов) показали, что как летние, так и зимние осадки в аридной части Центральной Азии увеличились после 12 т.л.н. Однако количество зимних осадков

было относительно низким до ~8 т.л.н., а затем увеличилось почти линейными темпами до современного уровня. Количество летних осадков начало быстро увеличиваться между 12 и ~8 т.л.н., а затем оставалось на высоком уровне с небольшим снижением в последние 2 т.л.

Моделирование биомов с применением модели REVEALS [169] для Алтая и Северной Монголии выявило увеличение количества лиственницы, начиная с 11 тыс. лет назад, а вечнозелёных хвойных – только с 9 тыс. лет назад [65].

Существование аридного раннего голоцена в Центральной Азии в районах, прилегающих к АГС, подтверждают палеозаписи из озер Сайрам, Эби, Вулунгу, Баликун (Синзьян) [103, 186, 187, 188]; озера Чжуге (Гансю), находящегося сегодня на границе влияния азиатского муссона и северо-атлантического воздушного переноса [189]; озера Бостен (Восточный Тянь-Шань) [171]; лессово-почвенной палеозаписью в Синзьяне [183].

Проведенные нами исследования позволяют предположить, что в целом описанный выше сценарий подходит и для АГС, предполагая тем самым, что даже в раннем голоцене климат Алтая не подвергался влиянию азиатского муссона. Этому свидетельствует реконструированное здесь заметное увеличение количества среднегодовых осадков не ранее 8 т.л.н., то есть относительно аридный ранний голоцен (рис. 20).

В 2018 году [30] сделали попытку обобщить все имеющиеся тогда палинологические записи из озер и торфяников Алтайской горной страны и прилегающих территорий (всего 30 палинозаписей) и предложили свое видение причин изменения климата этой территории в голоцене и конце плейстоцена (Zhan, Feng, 2018). В частности они, используя выведенные ими температурные индексы (проценты пыльцы древесных растений - AP(%); отношение пыльцы *Abies sibirica* и *Picea obovata* к *Pinus sibirica* ( $(Abies+Picea)/Pinus sibirica$ ) и отношение пыльцы широколиственных пород к хвойным (Br/Co)), показали, что климат был значительно теплее между 12 и 9-8 т.л.н., а тренд на похолодание отмечен позднее 9 т.л.н.

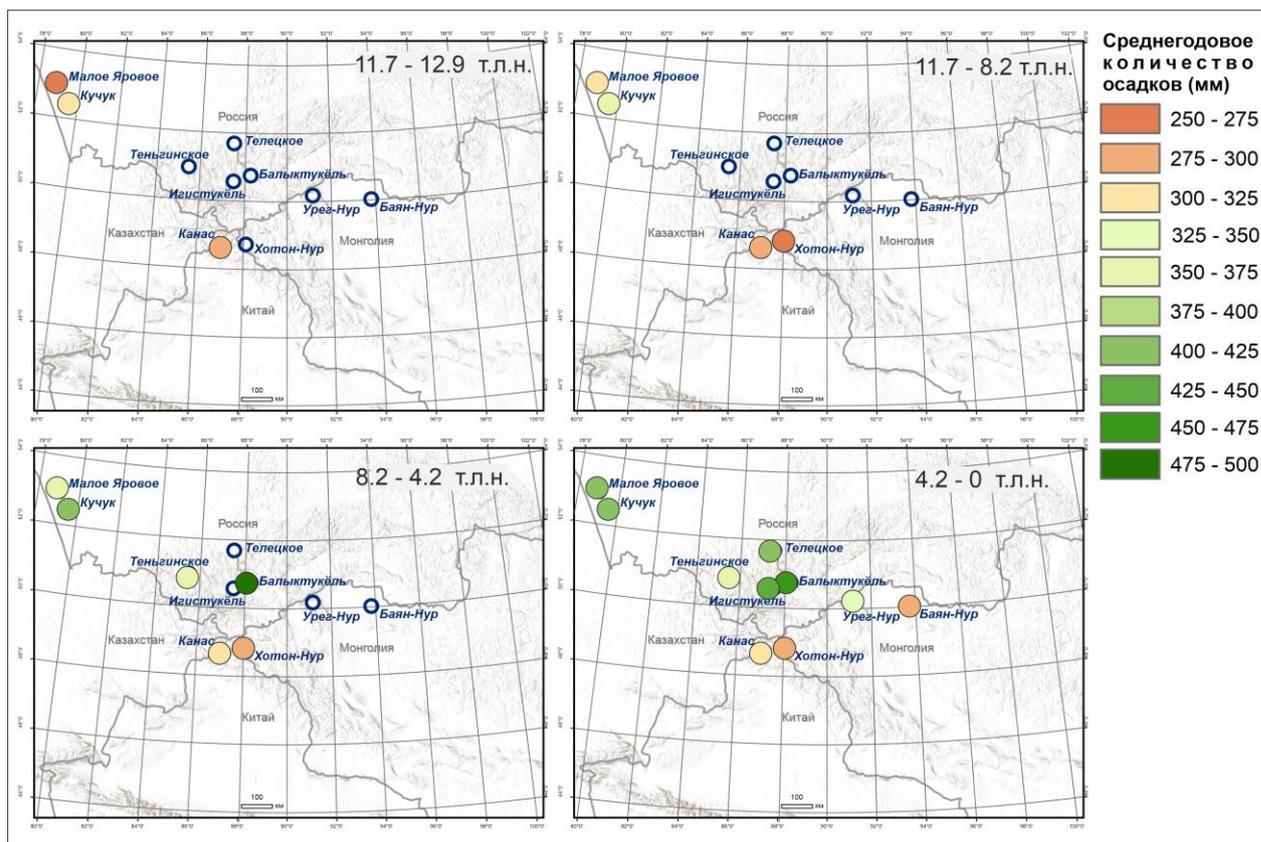


Рисунок 20 - Реконструированное по палинологическим данным среднегодовое количество осадков для позднего дриаса и разных периодов голоцена АГС

При этом температуры, рассчитанные для объектов исследования, которые располагаются выше границы леса, показывали рост между 12 и 8 т.л.н., а потом понизились. Температуры, полученные для палинозаписей озер, находящихся в лесном поясе и ниже лесного пояса были относительно высокими между 12 и 8,5 т.л.н., а затем также снизились. Изменение температурного тренда в низкогорных и равнинных регионах авторы связывают с изменением солнечной радиации. Задержку потепления в высокогорьях авторы объясняют таянием многолетней мерзлоты и отложенным ответом на изменения солнечной радиации.

Для оценки увлажнения авторы использовали индексы аридности, например, отношение процента пыльцы травянистых растений к древесным ( $NAP/AP$ ); отношение пыльцы *Amaranthaceae* и *Artemisia* к *Poaceae* ( $(A+C)/P$ ); отношение суммы пыльцы степных травянистых растений к древесной ( $SFI$ ,  $SFI=(Artemisia+Amaranthaceae+Ephedra+Caryophyllaceae)/AP$ ); отношение пыльцы *Amaranthaceae* к *Artemisia* ( $C/A$ ) и отношение пыльцы *Ephedra* к *Artemisia* ( $E/A$ ). Для оценки изменения увлажнения в голоцене Алтайской горной страны авторы

использовали 11 палинозаписей. Самое начало голоцена (до 10,5 т.л.н.) было аридным, затем общее увлажнение территории начинает повышаться и остается высоким до 7 т.л.н. Увеличение атмосферных осадков [30] связывают с событиями, родственными АМО (*Atlantic Multidecadal Oscillation*) в Северной Атлантике. Согласно [90] ранний голоцен (11-8 т.л.н.) Монголии, включая и Монгольский Алтай, был теплым. Температуры начали падать только после 6 т.л.н. [90].

Исключением из общей схемы развития природы раннего голоцена Алтайской горной страны стала палеозапись из озера Улан, расположенного в юго-восточных предгорьях Гобийского Алтая. Располагаясь сегодня далеко за пределами азиатского муссона, в раннем голоцене палеозапись озера выявляет гумидный период (по геохимическим данным) [190]. Это может быть свидетельством того, что азиатский муссон в раннем голоцене доходил до 44 градуса северной широты.

В среднем и позднем голоцене ледниковые щиты высоких широт сократились или полностью исчезли, а более теплые поверхностные североатлантические воды начали испарять больше влаги. Это отразилось в общем повышении гумидности на всем евразийском континенте [104, 191]. В Центральной Азии с повышением температур усилилась циклоническая активность и, вероятно, увеличились конвективные осадки, что привело к дополнительному увлажнению.

В позднем голоцене, когда больших ледниковых щитов в высоких широтах уже не существовало, понижение температур, связанное со снижением интенсивности летней инсоляции, дополнилось и уменьшением осадков [104].

Однако позднее [183] пришли к выводу, что и поздний голоцен в аридной Центральной Азии также был не менее гумидным, чем средний голоцен. Это подтверждают и наши записи из озер Канас и Хотон-Нур, однако не подтверждают данные из центрального Российского Алтая и предалтайской степной области (рис. 20). В целом для Алтая и Северной Монголии моделирование биомов REVEALS выявляет, что после 4 т.л.н. вечнозелёные хвойные становятся доминантными лесными таксонами, однако лиственница также сохраняет высокое обилие в позднем голоцене [65]. Объединенная реконструкция биомов, представленная в данном исследовании, также выявляет высокие значения для биома TAIGA в

позднем голоцене для АГС, несмотря на общее снижение количества осадков (рис. 17).

Зимняя инсоляция в Северном полушарии в течение голоцена имела тенденцию к увеличению [181], что вызывало усиленное испарение над Средиземным, Черным и Каспийским морями, принося влагу в Центральную Азию. Кроме того, зимняя и летняя инсоляция в средних широтах изменялась быстрее, чем в высоких широтах, что привело к общему увеличению градиента инсоляции, начиная с раннего голоцена [183].

Учитывая, что градиент инсоляции можно рассматривать как градиент температуры и, следовательно, как градиент интенсивности западных ветров [192], увеличение градиента инсоляции подразумевает, что и зимние, и летние западные ветры постепенно усиливались в течение голоцена. В зимний период усиленное испарение и западные ветры могли увеличить перенос влаги в Центральную Азию, способствуя наблюдаемой тенденции увлажнения в голоцене [28].

При понижении летних температур в позднем голоцене постепенное смещение субтропического антициклона на юг привело к уменьшению его влияния в Центральной Азии и вызвало увеличение количества осадков в этом регионе. В северной части АГС этот эффект не так ярко выражен и количество осадков снизилось относительно гумидного максимума 7-4 т.л.н., что связано с общим похолоданием позднего голоцена.

Еще одним дискуссионным вопросом является вопрос о гумидности или аридности МЛП в горах Алтая и в целом в Центральной Азии. Результаты исследований, изложенные в настоящей работе, позволяют предполагать, что МЛП в АГС был достаточно гумидным (сценарий «холодно-влажно»). Кроме озерных архивов, свидетельством того, что в АГС повышалась гумидность во время МЛП, является также аккумуляция льда на хребтах Российского и Монгольского Алтая [37, 105].

Свидетельства того, что МЛП был гумидным, находятся и на территориях, окружающих АГС [125]. Различные природные архивы, такие как геологические данные изучения террас реки Керийя [193], палинологические и геохимические данные из озера Бостен [162], макроостатки растений и содержание стабильных изотопов углерода из отложений восточной Таримской котловины [194],

реконструкция береговой линии озера Лобнор [195], биомаркеры из озера Манас [196] и палинологические и геохимические данные из озер Эби-Нур и Сайрам [113, 197, 198] в провинции Синьцзян в северо-западном Китае, а также реконструкция уровня грунтовых вод из пустыни Бадайн Джаран во Внутренней Монголии [199], указывают на повышение осадков и гумидный МЛП. Результаты изучения биомаркеров в озерных отложениях Памирского плато также показывают гумидный климат в течение МЛП (озеро Каракуль [200], озеро Сасикуль [201]). Подъем уровня Каспийского моря на 3-4,5 м отмечается после 1280 г. [202]. Палеозаписи диатомовых водорослей из Аральского моря показывают понижение солёности и подъем уровня моря между 1350-1780 гг. [203]. Основываясь на данных комплексного анализа геохимических и биологических проксеи озерных осадков показано, что уровень озера Балхаш значительно вырос после 1200 г. с небольшим понижением в 16 веке и высоким уровнем в 17-19 веках [204].

Гумидность МЛП в Центральной Азии, а также в южной Европе, может быть связана с ослаблением североатлантической осцилляции, когда ветра западного переноса смешаются южнее и приносят больше влаги в эти регионы. При этом в Северной Европе и в юго-восточной Азии в это время отмечается усиление аридности [113, 205]. В юго-восточной Азии похолодание МЛП приводило к сужению внутритропической зоны конвергенции, ослаблению азиатского муссона и увеличению аридности [205].

Несмотря на общее повышение увлажнения во время МЛП наши данные позволяют выделить несколько фаз с 1300 по 1800 гг.: между 1350-1400 гг. относительно влажная фаза, между 1400 и 1500 гг. - относительно сухая, между 1500 и 1700 гг. - самая гумидная и далее к концу МЛП гумидность понижается. Палеорекострукция среднелетних температур по данным элементного анализа керн из озера Нижнее Мультиинское (Катунский хребет) также выявляет температурные флуктуации и позволяет выделить три фазы: с 1300 по 1550 гг. - самая холодная фаза; с 1500 по 1700 гг. - более теплая фаза и заключительная холодная фаза - с 1700 по 1800 гг. (наши данные, не опубликовано).

## Заключение

В результате изучения палеозаписей из донных отложений озер, расположенных в разных частях АГС, получена высокоразрешающая количественная реконструкция климата и растительности для конца МИС2 и голоцена. Применение индексов для расчета альфа- и бета-разнообразия позволило также выявить уровень изменения растительного разнообразия АГС для разных периодов голоцена и тенденции изменения бета-разнообразия относительно временного градиента, начиная с позднего дриаса.

На основании полученных результатов можно сделать некоторые заключения об особенностях изменения природных условий АГС в позднем ледниковье и голоцене. Установлено, что ранний голоцен во всех частях АГС был относительно аридным и эта территория находилась под североатлантическим влиянием (западный перенос воздушных масс), а не под воздействием азиатского муссона, как предполагает ряд исследователей (обзор в главе 7).

Развитие лесной растительности начинается около 10,8 т.л.н., что совпадает с общей схемой развития голоцена Северной Азии; при этом резкое и значительное увеличение осадков происходит в АГС только около 8 т.л.н.

Северогрипшианский век (8,2-4,2 т.л.н.) во всех изученных палеозаписях характеризуется наибольшей гумидностью и распространением лесной растительности; сокращение лесов и понижение количества среднегодовых осадков отмечается после 5 т.л.н. Наибольшее распространение широколиственных пород на юге Западной Сибири и на Алтае отмечается между 7,2-2,6 т.л.н.; после МЛП присутствие широколиственных пород в палеозаписях озер АГС не отмечено.

Период более холодного и сухого климата около 3,9-3,8 т.л.н., а также более теплый и влажный период между 3,5-1 т.л.н. в северо-восточном Алтае сближает его с территориями Северной Европы и отличает от аридной центральной Азии.

МЛП датируется в АГС 1300-1800 гг. и в целом соответствует сценарию «холодно-влажно», что, наоборот, сближает АГС страну с Центральной Азией и отличает от муссонной юго-восточной Азии, где МЛП соответствовал сценарию «холодно-сухо».

На основании анализа альфа-разнообразия для палинозаписей из 10 озер, расположенных в разных типах ландшафтов АГС, можно сделать следующий

вывод. Для озёр, расположенных в областях с недостаточным увлажнением (рис. 19), фиторазнообразие на уровне фоновых и доминантных видов сильно положительно коррелирует с увеличением облесенности территории и увеличением количества осадков (последнее верно только для котловинных озёр). К таким озёрам относятся озёра Малое Яровое, Кучук, Теньгинское, Урег-Нур и Баян-Нур. Индексы фиторазнообразия по данным из отложений высокогорного озера Канас, также расположенного в зоне с недостаточным увлажнением, положительно коррелируют с увеличением облесенности и с развитием разных типов высокогорной растительности (таксоны, которые при биомизации попадают в биом TUNDRA) и отрицательно реагируют на повышение июльских температур.

Таким образом, показатели фиторазнообразия, полученные и для котловинных и для высокогорных озёр, расположенных в зоне недостаточного увлажнения, выявляют одинаковые закономерности: при увеличении площадей леса растительное разнообразие увеличивается. В аридных высокогорьях растительное разнообразие положительно реагирует не только на облесение, но и на увеличение площадей разных типов неостепненных высокогорных формаций.

Фиторазнообразие, рассчитанное для озёр, находящихся в горных поясах, характеризующихся высоким процентом лесопокрытия (Телецкое, Игистукёль, Балыктукёль), напротив, увеличивается при увеличении открытых площадей, занятых степными или тундровыми сообществами (рис. 19).

Важным выводом из расчёта растительного бета-разнообразия является то, что в течение голоцена на территории АГС не наблюдается никаких резких изменений уровня растительного разнообразия, даже в период наибольшей гумидности. Максимальные перестройки таксономического состава растительных сообществ в АГС происходили только на рубеже голоцена и плейстоцена.

Установлено, что в последнее тысячелетие общее фиторазнообразие АГС увеличивается, несмотря на понижение общего уровня осадков, общего увеличения площади лесов и снижения участия степей в растительном покрове. Причиной этого может быть появление большего количества разнообразных местообитаний из-за хозяйственной деятельности человека.

## Список использованной литературы

1. IPCC, 2014. In: Pachauri, R.K., Meyer, L.A. (Eds.), *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team. – 2014. – IPCC, Geneva, Switzerland. – 151 p.
2. Has the Earth's sixth mass extinction already arrived? / A.D. Barnosky, N. Matzke, S. Tomiya [et al.]. DOI: [10.1038/nature09678](https://doi.org/10.1038/nature09678) // *Nature*. – 2011. – Vol. 471, P. 51-57.
3. Fifteen forms of biodiversity trend in the Anthropocene / B. J. McGill, M. Dornelas, N. J. Gotelli [et al.]. –DOI: [10.1016/j.tree.2014.11.006](https://doi.org/10.1016/j.tree.2014.11.006)// *Trends in Ecology & Evolution*. – 2015. – Vol. 30. – P. 104-113.
4. Birks H. Biodiversity trends within the Holocene / H. Birks, V. A. Felde, A. W. Seddon. – DOI: [10.1177/0959683615622568](https://doi.org/10.1177/0959683615622568) // *The Holocene*. – 2016. – Vol. 26, № 6. – P. 994–1001.
5. Late-glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia / T. A. Blyakharchuk, H. E. Wright, P. S. Borodavko [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – Vol. 209. – P. 259–279.
6. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia) / T. A. Blyakharchuk, H. E. Wright, P. S. Borodavko [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2007. – Vol. 245. – P. 518–534.
7. The role of Pingos in the development of the Dzhangyskol lake-Pingo complex, central Altai Mountains, Southern Siberia / T. A. Blyakharchuk, H. E. Wright, P. S. Borodavko [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2008. – Vol. 254, № 4. – P. 404–420.
8. Diatom paleolimnological record of Holocene climatic and environmental change in the Altai Mountains, Siberia / K. S. Westover, S. C. Fritz, T. A. Blyakharchuk, H. E. Wright // *Journal of Paleolimnology*. – 2006. – Vol. 35. – P. 519–541.
9. Ilyashuk B. P. Chironomid record of Late Quaternary climatic and environmental changes from two sites in Central Asia (Tuva Republic, Russia)–local, regional or global causes? / B. P. Ilyashuk, E. A. Ilyashuk // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – Vol. 26. – P. 705–731.
10. Use of a scanning XRF analysis on SR beams from VEPP-3 storage ring for research of core bottom sediments from Teletskoe Lake with the purpose of high resolution quantitative reconstruction of last millennium paleoclimate / A. Daryin, I. Kalugin, N. Maksimova [et al.]. – DOI: [10.1016/j.nima.2005.01.217](https://doi.org/10.1016/j.nima.2005.01.217) // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section A, Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*. – Novosibirsk, 2005. – P. 255–258.
11. Environmental changes in the northern Altai during the last millennium documented in Lake Teletskoye pollen record / A. Andreev, R. Pierau, I. Kalugin [et al.]. – DOI: [10.1016/j.yqres.2006.11.004](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.11.004) // *Quaternary Research*. – 2007. – Vol. 67. – P. 394–399.
12. Rhythmic fine-grained sediment deposition in Lake Teletskoye, Altai, Siberia, in relation to regional climate change / I. Kalugin, V. Selegei, E. Goldberg, G. Seret. – DOI: [10.1016/j.quaint.2004.11.003](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.11.003) // *Quaternary International*. – 2005. – Vol. 136. – P. 5–13
13. 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments / I. Kalugin, A. Daryin, L. Smolyaninova [et al.]. – DOI: [10.1016/j.yqres.2007.01.007](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.007) // *Quaternary Research*. – 2007. – Vol. 67, № 3. – P. 400–410.
14. Kalugin I. A. Reconstruction of annual air temperatures for three thousand years in altai region by lithological and geochemical indicators in teletskoe lake sediments / I. A. Kalugin, A. V. Daryin, V. V. Babich // *Doklady Earth Sciences*. – 2009. – Vol. 426, № 1. – P. 681–684.
15. Quantitative reconstructions of mid-late Holocene climate and vegetation in the north-eastern Altai Mountains recorded in Lake Teletskoye / N. Rudaya, L. Nazarova, E.

- Novenko [et al.]. – DOI: 10.1016/j.gloplacha.2016.04.002.// *Global and Planetary Change*. – 2016. – Vol. 141. – P. 12–24.
16. Vegetation dynamics of Mongolia / P. D. Gunin, E. A. Vostokova, N. I. Dorofeyuk [et al.]. – Dordrecht : Kluwer Academic Publishers, 1999. – 239 p.
  17. Лимнология и палеолимнология Монголии / Ю. Ю. Дгебуадзе, Н. Батнасан, Г. Н. Бердовская [и др.] ; отв. ред. Ю. Ю. Дгебуадзе. – 2-е изд., доп. – М. : [Б. и.], 2013. – 412 с.
  18. Late Holocene vegetation, climate, human and fire history of the forest-steppeecosystem inferred from core G2-A in the ‘Altai Tavan Bogd’ conservation area in Mongolia / J. Unkelbach, C. Dulamsuren, G. Punsalpaamuu [et al.] // *Vegetation History and Archaeobotany*. – 2017. – Vol. 27. – P. 665–677.
  19. Late Holocene (Meghalayan) palaeoenvironmental evolution inferred from multi-proxy-studies of lacustrine sediments from the Dayan Nuur region of Mongolia / J. Unkelbach, K. Kashima, D. Enters [et al.] – DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.05.021 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2019. – Vol. 530. – P. 1–14.
  20. Decadal high-resolution multi-proxy analysis to reconstruct natural and human-induced environmental changes over the last 1350 cal. yr BP in the Altai Tavan Bogd National Park, western Mongolia / J. Unkelbach, K. Kashima, G. Punsalpaamuu [et al.]. – DOI: 10.1177/0959683620908662 // *The Holocene*. – 2020. – Vol. 257. – P. 1–13.
  21. Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая. Событийно-катастрофическая модель / В. В. Бутвиловский. – Томск : Изд-во Томского университета, 1993. – 253 с.
  22. Rudoy A. Mountain ice-dammed lakes of Southern Siberia and their influence on the development and regime of the intracontinental runoff systems of North Asia in the late Pleistocene // *Palaeohydrology and Environmental Change*. – Chichester, 1998. – P. 215–234.
  23. Rudoy A. Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains // *Quaternary International*. – 2002. – Vol. 87. – P. 119–140.
  24. Baker V. R. Paleohydrology of late pleistocene superflooding, Altay Mountains / V. R. Baker, G. Benito, A. N. Rudoy Siberia // *Science*. – 1993. – Vol. 259. – P. 348–350.
  25. Late-Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposits sedimentology / P. A. Carling, A. D. Kirkbride, S. V. Parnachov [et al.] // *Flood and Megaflood Processes and Deposits : Recent and Ancient Examples*. – Oxford, 2002. – Vol. 32. – P. 17–35.
  26. Herget J. Ice-dammed lake outburstfloods in the Altai Mountains, Siberia-a review with links for further readings Tomsk State University Journal of Biology. – 2012. – Vol. 17. – P. 148–168.
  27. OSL dating of glacier extent during the last glacial and the Kanas Lake basin formation in Kanas River valley, Altai Mountains, China / X. Xu, J. Yang, G. Dong [et al.]. – DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.06.016 // *Geomorphology*. – 2009. – Vol. 112, № 3–4. – P. 306–317.
  28. Holocene climate changes in the central Asia mountain region inferred from a peat sequence from the Altai Mountains, Xinjiang, northwestern China / Y. Zhang, P. A. Meyers, X. Liu [et al.]. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2016.09.016 // *Quaternary Science Reviews*. – 2016. – Vol. 152. – P. 19–30.
  29. Holocene Vegetation and Climate Dynamics in the Altai Mountains and Surrounding Areas / X. Huang, W. Peng, N. Rudaya [et al.]. – DOI: 10.1029/2018GL078028 // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – Vol. 45, № 13. – P. 6628–6636.
  30. Holocene climate variations in the Altai Mountains and the surrounding areas: a synthesis of pollen records / D. Zhang, Z. Feng. – DOI:10.1016/j.earscirev.2018.08.007. // *Earth Sci. Rev.* – 2018. – Vol. 185. – P. 847–869.

31. Holocene vegetation dynamics and associated climate changes in the Altai Mountains of the Arid Central Asia / D. Zhang, X. Chen, Y. Li, S. Zhang. – DOI: 10.1016/j.palaeo.2020.109744 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2020. – Vol. 550. – P. 1–8.
32. Шмидт Г. А. Основные типы рельефа Монголии // *Геоморфология зарубежных стран*. – М., 1974. – С. 92–108.
33. Волкова Е. А. Ботаническая география Монгольского и Гобийского Алтая / Е. А. Волкова. – СПб. : Ботанический ин-т им. В. Л. Комарова, 1994. – 132 с.
34. Permafrost and Lake Levels at the Tsengel Khairkhan Massif, Mongolian Altai, During the Late Pleistocene and Holocene / M. Walther, A. Dashtseren, U. Kamp [et al.]. – DOI:10.3390/geosciences7030073 // *Glaciers, Geosciences*. – 2017. – Vol. 7. – P. 73.
35. Distribution and timing of Holocene and late Pleistocene glacier fluctuations in western Mongolia / F. Lehmkuhl, M. Klinge, H. Rother [et al.] // *Ann. Glaciol.* 2016. – Vol. 57. – P. 169–178.
36. Climatically Driven Holocene Glacier Advances in the Russian Altai Based on Radiocarbon and OSL Dating and Tree Ring Analysis / A. Agatova, R. Nepop, A. Nazarov [et al.]. – DOI: 10.3390/cli9110162 // *Climate*. – 2021. – Vol. 9. – P. 1–32
37. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology / A. R. Agatova, A. N. Nazarov, R. K. Nepop, H. Rodnight. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.04.012 // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 43. – P. 74–93.
38. Implications of (reworked) aeolian sediments and paleosols for Holocene environmental change in Western Mongolia / M. Klinge, F. Lehmkuhl, P. Schulte [et al.]. – DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.04.027 // *Geomorphology*. – 2017. – Vol. 292. – P. 59–71.
39. Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia / E. M. Aizen, V. B. Aizen, J. M. Melack [et al.] // *International Journal of Climatology*. – 2001. – Vol. 21. – 535–556.
40. Камелин Р.В. Материалы по истории флоры Азии (Алтайская горная страна). - Барнаул, 1998. - 240 с..
41. The influence of ice sheet and solar insolation on Holocene moisture evolution in northern Central Asia / J. Lan, T. Wang, J. Dong [et al.]. – DOI: 10.1016/j.earscirev.2021.103645 // *Earth-Science Reviews*. – 2021. – Vol. 217. – P. 1–12.
42. Лавренко Е.М. Степи СССР // *Избранные труды*. - СПб. 2000. - С. 11-223.
43. Шумилова Л. В. Ботаническая география Сибири / Л. В. Шумилова. – Томск : Изд-во. ТГУ, 1962. – 440 с.
44. Камелин Р.В. Краткий очерк природных условия и растительного покрова Алтайской горной страны // *Флора Алтая*. Том 1. – Барнаул: Азбука, 2005. – С. 22-98.
45. Тахтаджян А. Л. Флористические области Земли / Академия наук СССР. Ботанический институт им. В. Л. Комарова. — Л.: Наука, Ленинградское отделение, 1978. — 247 с.
46. Селегей В.В., Селегей Т.В. Телецкое озеро / В. В. Селегей. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 142 с.
47. Кадастр особо охраняемых природных территорий Республики Алтай / А. М. Маринин, Н. П. Малков, А. В. Бондаренко [и др.] ; отв. ред. А. М. Маринин. – Барнаул : Азбука, 2014. – 456 с.
48. Egorov A. N. Mongolian salt lakes: some features of their geography, thermal patterns, chemistry and biology – DOI: 10.1007/BF00018788 // *Hydrobiologia*. – 1993. – Vol. 267. – P. 13–21.
49. A modern pollen-climate calibration set from central-western Mongolia and its application to a late glacial-Holocene record / F. Tian, U. Herzschuh, R. J. Telford [et al.] // *Journal of Biogeography*. – 2014. – Vol. 41, № 10. – P. 1–14.

50. Water quantity and quality of six lakes in the arid Xinjiang region, NW China / J. L. Wu, W.G. Liu, H. Zeng [et al.]. – DOI:10.1007/s40710-014-0007-9 // *Environmental Processes*. – 2014. – Vol. 1(2). – P. 115–125.
51. Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records : a step towards better understanding climate dynamics in Central Asia / N. Rudaya, P. Tarasov, N. Dorofeyuk [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – Vol. 28. – P. 540–554.
52. Tarasov P. Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia / P. Tarasov, N. Dorofeyuk, E. Metel'tseva // *Boreas*. – 2000. – Vol. 29/2. – P. 117–126.
53. Blaauw M. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process / M. Blaauw, J. A. Christeny. – DOI: 10.1214/11-BA618 // *Bayesian Analysis*. – 2011. – Vol. 6. – P. 457–474.
54. Faegri K., Iversen J. *Textbook of Pollen Analysis*. – The Blackburn Press, 1989. – P. 328.
55. Миркин Б.М., Наумова Л.Г. *Наука о растительности: (история и современное состояние основных концепций)*. – Уфа : Гилем, 1998. – 413 с.
56. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka / I.C. Prentice, J. Guiot, B. Huntley [et al.] // *Climate Dynamics*. – 1996. – Vol. 12. – P. 185–194.
57. *The R Project for Statistical Computing / R-Project*. – Vienna, 2018. – URL: <https://www.r-project.org> (access date: 08.12.2021).
58. Šmilauer P. *Multivariate analysis of ecological data using Canoco 5* / P. Šmilauer, J. Lepš. – Cambridge : Cambridge University Press, 2014. – 374 p.
59. Hill M. Diversity and evenness : a unifying notation and its consequences // *Ecology*. – 1973. – Vol. 54. – P. 427–432.
60. Rarefaction and extrapolation with Hill numbers: a framework for sampling and estimation in species diversity studies / A. Chao, N. J. Gotelli, T. C. Hsieh [et al.] // *Ecological Monographs*. – 2014. – Vol. 84, № 1. – P. 45–67.
61. Jost L. Partitioning diversity into independent alpha and beta components // *Ecology*. – 2007. – Vol. 88. – P. 2427–2439.
62. Birks H. J. B. Estimating the amount of compositional change in late-Quaternary pollen stratigraphical data // *Vegetation History and Archaeobotany*. – 2007. – Vol. 16. – P. 197–202.
63. Holocene changes in vegetation composition in northern Europe: why quantitative pollen-based vegetation reconstructions matter / L. Marquer, M. J. Gaillard, S. Sugita [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – Vol. 90. – P. 199–216.
64. Compositional turnover and variation in Eemian pollen sequences in Europe / V. A. Felde, S. G. A. Flantua, C. R. Jenks [et al.] // *Vegetation History and Archaeobotany*. – 2020. – Vol. 29. – P. 101–109.
65. Pollen-based quantitative land-cover reconstruction for northern Asia covering the last 40 ka cal BP / X. Cao, F. Tian, F. Li [et al.]. – DOI: 10.5194/cp-15-1503-2019 // *Climate of the past*. – 2019. – Vol. 15. – P. 1503–1536.
66. A high-resolution data set of surface climate over global land areas / M. New, D. Lister, M. Hulme, I. Makin // *Climate Research*. – 2002. – Vol. 21. – P. 1–25.
67. Juggins S. *Quantitative environmental reconstructions from biological data* / S. Juggins, H. J. B. Birks // *Tracking environmental change using lake sediments*. – Dordrecht : Springer, 2012. – Volume 5 : Data handling and numerical techniques. – P. 431–494.
68. The link between climate change and biodiversity of lacustrine inhabitants and terrestrial plant communities of the Uvs Nuur Basin (Mongolia) during the last three millennia / N. Rudaya, L. Nazarova, L. Frolova [et al.]. – DOI: 10.1177/09596836211019093. // *The Holocene*. – 2021. – Vol. 31, № 9. – P. 1443–1458.

69. Postglacial history of the Steppe Altai: Climate, fire and plant diversity / N. Rudaya, S. Krivonogov, M. Słowiński [et al.]. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106616 // Quaternary Science Reviews. – 2020. – Vol. 249. – P. 1–20.
70. Lacustrine organic geochemistry - an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments / P.A. Meyers, R. Ishiwatari. // Org. Geochem. – 1993 – Vol. 20. – P. 867-900.
71. Meyers P.A.. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes // P.A. Meyers // Org. Geochem. – 2003. – Vol. 34. – P. 261-289.
72. Rudaya N. A new approach for reconstruction of the Holocene climate in the Mongolian Altai : The high-resolution  $\delta^{13}\text{C}$  records of TOC and pollen complexes in Hoton-Nur Lake sediments / N. Rudaya, H.-Ch. Li. – DOI: 10.1016/j.jseas.2012.12.002 // Journal of Asian Earth Sciences. – 2013. – Vol. 69. – P. 185–195.
73. Evaluation of conservative lithogenic elements (Ti, Zr, Al, and Rb) to study anthropogenic element enrichments in lake sediments / X. Boës, J. Rydberg, A. Martinez-Cortizas [et al.] // Journal of Paleolimnology. – 2011. – Vol. 46. – P. 75–87.
74. Croudace I. Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a Non-destructive Tool for the Environmental Sciences / I. Croudace, G. Rothwell. – DOI: 10.1007/978-94-017-9849-5. – Heidelberg : Springer Netherlands, 2015. – Vol. 2 : Physical and Geochemical Methods. – 656 p.
75. Элементы – индикаторы климата в позднеголоценовых осадках озера Телецкое по данным элементного анализа методом ICP-OES / М. В. Антонова, А. В. Дарьин, Н. А. Рудая // Полевые исследования в алтайском биосферном заповеднике. – 2021. – № 3. – С. 6–15.
76. Дарьин А. В. Реконструкция климата горного Алтая по данным литолого-геохимических исследований донных осадков озера Телецкое / А. В. Дарьин, И. А. Калугин // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2012. – № 6. – С. 63–70.
77. Abrupt change in tropical African climate linked to the bipolar seesaw over the past 55,000 years / E. Brown, T. Johnson, C. Scholz [et al.]. – DOI: 10.1029/2007GL031240 // Geophys Res Lett – 2007. – Vol. 34. – P. L20702
78. Abrupt Younger Dryas cooling in the northern tropics recorded in lake sediments from the Venezuelan Andes / N. Stansell, M. Abbott, V. Rull [et al.]. – DOI: 10.1016/j.epsl.2010.02.040 // Earth Planet Sci Lett. – 2010. – Vol. 293. – P. 154–163.
79. The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain) / J. Corella, A. Brauer, C. Mangili [et al.]. – DOI: 10.1016/j.yqres.2012.06.002 // Quaternary Research. – 2012. – Vol. 78. – P. 323–332.
80. A 14kyr record of the tropical Andes: the Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano) / A. Moreno, S. Giralt, B. Valero-Garcés [et al.]. – DOI: 10.1016/j.quaint.2006.10.020 // Quaternary International. – 2007. – Vol. 161. – P. 4–21.
81. Bromine species fluxes from Lake Constance's catchment and a preliminary lake mass balance / B. S. Gilfedder, M. Petri, M. Wessels, H. Biester. – DOI: 10.1016/j.gca.2011.03.021 // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2011. – Vol. 75. – P. 3385–3401.
82. Davison W. Iron and manganese in lakes // Earth-Science Reviews. – 1993. – Vol. 34. – P. 119–163.
83. Boyle J. F. Inorganic geochemical methods in palaeolimnology // Tracking environmental change using lake sediments: physical and geochemical methods. – Dordrecht, 2001. – Vol. 2. – P. 83–141.
84. Legendre P. Numerical Ecology / P. Legendre, L. Legendre. – 2012. – Elsevier. – Vol. 24. – 1006 p.

85. Западно-Сибирская равнина / С. А. Архипов, В. В. Вдовин, Б. В. Мизеров [и др.]. – М. : Наука, 1970. – 284 с.
86. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ Be / A.U. Reuther, J. Herget, S. Ivy-Ochs, [et al.] // *Geology*. – 2006. – Vol. 34, № 11. – P. 913–916.
87. Complex patterns of glacier advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai / N. Gribenski, K. N. Jansson, S. Lukas [et al.] – DOI: 10.1016/j.quascirev.2016.07.032 // *Quaternary Science Reviews*. – 2016. – Vol. 149. – P. 288–305.
88. Altai megafloods–The temporal context / J. Herget, A. R. Agatova, P. A. Carling, R. K. Nepor // *Earth-Science Reviews*. – 2020. – Vol. 200. – P. 1–22.
89. Русанов. – Бийск : БПГУ им. В. М. Шукшина, 2009. – 142 с.
90. Klinge M. Spatial pattern of Late Glacial and Holocene climatic and environmental development in Western Mongolia – A critical review and synthesis / M. Klinge, D. Sauer. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2019.02.020 // *Quaternary Science Reviews*. – 2019. – Vol. 210. – P. 26–50.
91. Рудая Н. А. Изменения уровня среднегодовых осадков в позднем дриасе и голоцене на юге Западной Сибири / Н. А. Рудая, С. В. Жилич // *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. – 2019. – Т. XXV. – С. 211–217.
92. Барышников Г. Я. Ископаемая растительность в террасовых комплексах Алтая. Флора и растительность Алтая // *Труды Южно-Сибирского Ботанического Сада*. – Барнаул, 1996. – С. 129–135.
93. Деревянко А. П. Климатические и палеогеографические сценарии в неоплейстоцене Северо-Западного Алтая / А. П. Деревянко, М. В. Шуньков, С. В. Маркин // *Глобальные изменение климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири*. – Новосибирск, 2008. – С. 249–325.
94. Nepor R. K. Climatically driven late Pleistocene-Holocene hydrological system transformation and landscape evolution in the eastern periphery of Chuya basin, SE Altai, Russia / R. K. Nepor, A. R. Agatova, O. N. Uspenskaya // *Quaternary International*. – 2020. – Vol. 538. – P. 63–79.
95. Озеро Ая и его окрестности : (физико-географический очерк) / авт.-сост. Малолетко А. М. [и др.] ; под ред. Ю. И. Винокурова. – 2-е изд., испр. и доп. – Томск : Печатная мануфактура, 2004. – 204 с.
96. Johnsen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup [et al.] // *Journal of Quaternary Science*. – 2001. – Vol. 16, № 4. – P. 299–307.
97. Grunert J. Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur basin and adjacent areas (Western Mongolia) / J. Grunert, F. Lehmkuhl, M. Walther // *Quaternary International*. – 2000. – Vol. 65/66. – P. 171–192.
98. Arid Central Asia saw mid-Holocene drought / H. Xu, K. Zhou, J. Lan [et al.]. – DOI: 10.1130/G45686.1 // *Geology*. – 2019. – Vol. 47. – P. 255–258.
99. Record of Holocene changes in high-mountain landscapes of southeastern Altai in the soil-sediment sequence of the Boguty river valley / M. A. Bronnikova, A. R. Agatova, M. P. Lebedeva [et al.] // *Eurasian Soil Science*. – 2018. – Vol. 51, № 12. – P. 1381–1396.
100. Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi / B. van Geel, J. J. Buurman, O. Brinkkemper [et al.] // *Journal of Archaeological Science*. – 2003. – Vol. 30. – P. 873–883.
101. Paleoclimatic indication of X-ray fluorescence core-scanned Rb/Sr ratios : A case study in the Zoige Basin in the eastern Tibetan Plateau / H. Yang, Y. Zhao, Q. Cui [et al.]. – DOI: 10.1007/s11430-020-9667-7 // *Science China Earth Sciences*. – 2020. – Vol. 63.
102. Schlütz F. Climatic change in the Russian Altai, southern Siberia, based on palynological and geomorphological results, with implications for climatic teleconnections and

- human history since the middle Holocene / F. Schlütz, F. Lehmkuhl // *Vegetation History and Archaeobotany*. – 2007. – Vol. 16. – P. 101–118.
103. Late Quaternary (30.7–9.0 cal ka BP) vegetation history in Central Asia inferred from pollen records of Lake Balikun, northwest China / Ch.-B. An, S. C. Tao, J. Zhao [et al.]. – DOI: 10.1007/s10933-012-9649-7 // *Journal of Paleolimnology*. – 2013. – Vol. 49. – P. 145–154.
104. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history / F. Chen, Y. Yu, M. Yang [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2008. – Vol. 27. – P. 351–364.
105. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range / P.-A. Herren, A. Eichler, H. Machguth [et al.]. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.02.025 // *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – Vol. 69. – P. 59–68.
106. Ice records provide new insights into climatic vulnerability of Central Asian forest and steppe communities / S. O. Brügger, E. Gobet, M. Sigl [et al.] // *Global and Planetary Change*. – 2018. – Vol. 169. – P. 188–201.
107. Global Percent Tree Cover at a Spatial Resolution of 500 Meters: First Results of the MODIS Vegetation Continuous Fields Algorithm" / M. Hansen, R. S. DeFries, J. R. G. Townshend [et al.] // *Earth Interactions*. – 2003. – Vol. 7, № 10. – P. 1–15.
108. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies / M. E. Kylander, L. Ampel, B. Wohlfarth, D. Veres. – DOI: 10.1002/jqs.1438 // *Journal of Quaternary Science*. – 2011. – Vol. 26. – P. 109–117.
109. Proglacial lake sediment records of Holocene climate change in the western Cordillera of Peru / N. Stansell, D. Rodbell, M. Abbott, B. Mark. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.03.003 // *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – Vol. 70. – P. 1–14.
110. Holocene climate variability / P. A. Mayewski, E. E. Rohling, J. C. Stager [et al.]. – DOI: 10.1016/j.yqres.2004.07.001 // *Quaternary Research*. – 2004. – Vol. 62, № 3. – P. 243–255.
111. Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe / H. Seppä, A. E. Bjune, R. J. Telford [et al.]. DOI: 10.5194/cp-5-523-2009 // *Climate of the Past*. – 2009. – Vol. 5, № 3. – P. 523–535.
112. Holocene glacier fluctuations / O. N. Solomina, R. S. Bradley, D. A. Hodgson [et al.]. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.11.018 // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – Vol. 111. – P. 9–34.
113. Late Holocene hydroclimatic variation in central Asia and its response to mid-latitude Westerlies and solar irradiance / J. Lan, J. Zhang, P. Cheng [et al.]. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106330 // *Quaternary Science Reviews*. – 2020. – Vol. 238. – P. 1–14.
114. Русанов Г. Г. Озёра и ландшафтно-климатические особенности среднегорий и высокогорий Алтая во второй половине голоцена : монография / Г. Г. Русанов, И. И. Тетерина. – Новокузнецк : Изд. центр СибГИУ, 2018. – 132 с.
115. Zielinski G. A. Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. *Quaternary Science Reviews*. – 2000. – Vol. 19. – P. 417–438.
116. New ice core evidence for a volcanic cause of the A.D. 536 dust veil / L. B. Larsen, B. M. Vinther, K. R. Briffa [et al.]. – DOI: 10.1029/2007GL032450 // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – Vol. 35. – P. 1–5.
117. Structure and origin of Holocene cold events / H. Wanner, O. Solomina, M. Grosjean [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2011. – Vol. 30. – P. 3109–3123.
118. Agatova A. R. Lake systems in mountain borders of the Great Lakes Basin of Mongolia: From Pleistocene catastrophes to Holocene gradual evolution (case study from southwestern Tuva) / A. R. Agatova, R. K. Nepop, A. N. Glebova. – DOI: 10.1016/j.quaint.2018.09.013 // *Quaternary International*. – 2020. – Vol. 538. – P. 53–62.

119. A high-resolution record of Holocene environmental and climatic changes from Lake Balikun (Xinjiang, China): Implications for central Asia / Ch.-B. An, Y. Lu, J. Zhao [et al.]. – DOI: 10.1177/0959683611405244 // *The Holocene*. – 2011. – Vol. 22, № 1. – P. 43–52.
120. Жилич С. В. Высокорастворимая реконструкция климата и растительности для последних 2000 лет по палеозаписи донных отложений озера Урег-Нур (Монголия) в историческом и палеоэкологическом контексте / С. В. Жилич, Н. А. Рудая // *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. – 2020. – Т. XXVI. – С. 428–437.
121. Pollen-based reconstructions of vegetation and climate changes during the late Holocene in the southern Altai Mountains / Yang Y., Zhang D., Sun A. [et al.]. – DOI: 10.1177/0959683619854515 // *The Holocene*. – 2019. – Vol. 29(9). – P. 1450–1458.
122. Mid- to Late-Holocene climate change: An overview / H. Wanner, J. Beer, J. Bütikofer [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2008. – Vol. 27, № 19–20. – P. 1791–1828.
123. Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing : a hypothesis / B. van Geel, C. Heusser, H. Renssen, C. Schuurmans // *The Holocene*. – 2000. – Vol. 10. – P. 659–664.
124. An Ch.-B. Holocene environmental changes in Mongolia : A review / Ch.-B. An, F.-H. Chen, L. Barton *Global and Planetary Change*. – 2008. – Vol. 63, № 4. – P. 283–289.
125. Che P. Climate Change along the Silk Road and Its Influence on Scythian Cultural Expansion and Rise of the Mongol Empire / P. Che, J. Lan. – DOI: 10.3390/su13052530 // *Sustainability*. – 2021. – Vol. 13. – P. 25–30.
126. Grove J. M. Little Ice Ages : Ancient and Modern : in 2 vol. / J. M. Grove. – New York : Routledge, 2004. – Vol. 1–2.
127. Serebryanny L. R. Glaciers and climate of the mountains of the former USSR during the Neoglacial / L. R. Serebryanny, O. N. Solomina // *Mountain Research and Development*. – 1996. – Vol. 16. – P. 157–166.
128. Баринов В. В. Экстремальные климатические события в Центральном Алтае за последние 1500 лет по данным древесно-кольцевой хронологии Jelo / В. В. Баринов, В. С. Мыглан, А. В. Тайник – DOI: 10.15356/0373-2444-2017-1-91-102 // *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. – 2017. – № 1. – С. 91–102.
129. Мыглан, О. Ч. Ойдупаа, Е. А. Ваганов // *Археология, этнография и антропология Евразии*. – 2012. – № 3. – С. 76–83.
130. Recent atmospheric drying in Siberia is not unprecedented over the last 1,500 years / O. V. Churakova Sidorova, C. Corona, M. V. Fonti [et al.]. – DOI: 10.1038/s41598-020-71656-w // *Scientific Reports*. – 2020. – Vol. 10. – P. 1–8.
131. Late Holocene climatic and environmental changes in arid central Asia / B. Yang, J. Wang, A. Brauning [et al.] // *Quaternary International*. – 2009. – Vol. 194. – P. 68–78.
132. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: a review, synthesis and comparison with monsoon region / F. H. Chen, J. H. Chen, J. Holmes [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2010. – Vol. 29. – P. 1055–1068.
133. Unstable Little Ice Age climate revealed by high-resolution proxy records from northwestern China / J. Chen, J. Liu, X. Zhang [et al.] // *Climate Dynamics*. – 2019. – Vol. 53. – P. 1517–1526.
134. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly / V. Trouet, J. Esper, N. E. Graham [et al.] // *Science*. – 2009. – Vol. 324. – P. 78–80.
135. Hurrell J. W. North Atlantic Oscillation // *Encyclopedia of world climatology*. – Dordrecht, 2005. – P. 536–539.
136. Impacts of climate and land-cover changes in arid lands of Central Asia / E. Lioubimtseva, R. Cole, J. M. Adams, G. Kapustin // *Journal of Arid Environments*. – 2005. – Vol. 62. – P. 285–308.

137. Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: spatial patterns and possible mechanisms / J. Chen, F. Chen, S. Feng [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – Vol. 107. – P. 98–111
138. Potential role of winter rainfall in explaining increased moisture in the Mediterranean and Middle East during periods of maximum orbitally-forced insolation seasonality / J. E. Kutzbach, G. Chen, H. Cheng [et al.] // *Climate Dynamics*. – 2014. – Vol. 42. – P. 1079–1095.
139. van Geel B. Non-pollen palynomorphs. Terrestrial, algal and siliceous indicators // *Tracking environmental change using lake sediments*. - Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. - 2001. - P. 99-119.
140. 1738 years of Mongolian temperature variability inferred from a tree-ring width chronology of Siberian pine / R. D'Arrigo, G. Jacoby, D. Frank [et al.]. – DOI: 10.1029/2000GL011845 // *Geophysical Research Letters*. – 2001. – Vol. 28, № 3. – P. 543–546.
141. Climate response of tree-ring width in *Larix sibirica* growing in the drought-stressed forest-steppe ecotone of northern Mongolia / C. Dulamsuren, M. Hauck, H. H. Leuschner, C. Leuschner – DOI: 10.1007/s13595-011-0043-9 // *Annals of Forest Science*. – 2011. – Vol. 68, № 2. – P. 275–282
142. Response of tree-ring width to climate warming and selective logging in larch forests of the Mongolian Altai / C. Dulamsuren, M. Khishigjargal, C. Leuschner, M. Hauck. – DOI: 10.1093/jpe/rtt01 // *Journal of Plant Ecology*. – 2014. Vol. 7, № 1. – P. 24–38.
143. First data on the environment and climate change within the zhom-bolok volcanic field (eastern sayan mountains) in the middle-late Holocene / E. V. Bezrukova, A. A. Shchetnikov, M. I. Kuzmin [et al.]. – DOI: 10.1134/S1028334X16050196 // *Doklady Earth Sciences*. – 2016. – Vol. 468, № 1. – P. 527–531.
144. Birks H. J. B. The use of rarefaction analysis for estimating palynological richness from Quaternary pollen-analytical data / H. J. B. Birks, J. M. Line // *Holocene*. – 1992. – Vol. 2. – P. 1–10.
145. Odgaard B. V. The Holocene vegetation history of northern West Jutland, Denmark // *Opera botanica*. – 1994. – Vol. 123. – P. 3–171.
146. Seppä H. The long-term development of urban vegetation in Helsinki, Finland : a pollen diagram from Töölönlahti // *Vegetation History and Archaeobotany*. – 1997. – Vol. 6. – P. 91–103.
147. Seppä H. Postglacial trends in palynological richness in the northern Fennoscandian tree-line area and their ecological interpretation // *Holocene*. – 1998. – Vol. 8. – P. 43–53.
148. Long-term changes in floristic diversity in southern Sweden: palynological richness, vegetation dynamics and land-use / B. E. Berglund, M.-J. Gaillard, L. Björkman, T. Persson // *Vegetation History and Archaeobotany*. – 2008. – Vol. 17. – P. 573–583.
149. Overland A. From forest to open pastures and fields: cultural landscape development in western Norway inferred from two pollen records representing different spatial scales of vegetation / A. Overland, K. L. Hjelle // *Vegetation History and Archaeobotany*. – 2009. – Vol. 18. – P. 459–476.
150. Palynological richness and pollen sample evenness in relation to local floristic diversity in southern Estonia / V. Meltsov, A. Poska, B. V. Odgaard [et al.] // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 2011. – Vol. 166. – P. 344–351.
151. The role of landscape structure in determining palynological and floristic richness / V. Meltsov, A. Poska, T. Reitalu [et al.]. – DOI: 10.1007/s00334-012-0358-y // *Vegetation History and Archaeobotany*. – 2012. – Vol. 22. – P. 39–49.
152. Jantz N. Representativeness of tree diversity in the modern pollen rain of Andean montane forests / N. Jantz, J. Homeier, H. Behling // *Journal of Vegetation Science*. – 2014. – Vol. 25. – P. 481–490.

153. Modern pollen-plant richness and diversity relationships exist along a vegetational gradient in southern Norway / V. A. Felde, S. M. Peglar, A. E. Bjune [et al.] // *Holocene*. – 2016. – Vol. 26. – P. 163–175.
154. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: camp century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP / S. Patterns of pollen and plant richness across northern Europe / T. Reitalu, A. E. Bjune, A. Blaus [et al.] // *Journal of Ecology*. – 2019. – Vol. 107, № 4. – P. 1662–1677.
155. Plants, insects and birds in semi-natural pastures in relation to local habitat and landscape factors / B. Söderström, B. Svensson, K. Vessby, A. Glimskär // *Biodiversity & Conservation*. – 2001. – Vol. 10. – P. 1839–1863.
156. Satellite based land use and landscape complexity indices as predictors for regional plant species diversity / O. Honnay, K. Piessens, W. Landuyt [et al.] // *Landscape and Urban Planning*. – 2003. – Vol. 63. – P. 241–250.
157. Connell J. H. Diversity in tropical rain forests and coral reefs // *Science*. – 1978. – Vol. 199. – P. 1302–1310.
158. Rosenzweig M. L. *Species Diversity in Space and Time* / M. L. Rosenzweig. – Cambridge : Cambridge University Press, 1997. – 460 p.
159. van Beek R. Land use, settlement, and plant diversity in Iron Age Northwest France / R. van Beek, D. Marguerie, F. Burel – DOI: 10.1177/0959683617735590 // *The Holocene*. – 2018. – Vol. 2, № 4. – P. 513–528.
160. Wilkinson D. M. The disturbing history of intermediate disturbance // *Oikos*. – 1999. – Vol. 84, № 1. – P. 145–147.
161. Human domination of Earth's ecosystems / P. M. Vitousek, H. A. Mooney, J. Lubchenco, J. M. Melillo // *Science*. – 1997. – Vol. 277. – P. 494–499.
162. Humid Little Ice Age in arid central Asia documented by Bosten Lake, Xinjiang, China / F. Chen, X. Huang, J. Zhang [et al.] // *Science China Earth Sciences*. – 2006. – Vol. 49. – P. 1280–1290.
163. Global consequences of land use / J. A. Foley, R. DeFries, G. P. Asner [et al.] // *Science*. – 2005. – Vol. 309. – P. 570–574.
164. Indicators for biodiversity in agricultural landscapes: a pan-European study / R. Billeter, J. Liira, D. Bailey [et al.] // *Journal of Applied Ecology*. – 2008. – Vol. 45. – P. 141–151.
165. Weng C. Challenges in estimating past plant diversity from fossil pollen data: statistical assessment, problems, and possible solutions / C. Weng, H. Hooghiemstra, J. F. Duivenvoorden. – *Diversity and Distributions*. – 2006. – Vol. 12. – P. 310–318.
166. Peros M. C. Testing the reliability of pollen-based diversity estimates / M. C. Peros, K. Gajewski // *Journal of Paleolimnology*. – 2008. – Vol. 40. – P. 357–368.
167. Duelli P. Biodiversity evaluation in agricultural landscape: an approach at two different scales // *Agriculture, Ecosystems & Environment*. – 1997. – Vol. 62. – P. 81–91.
168. Impacts of the spatial extent of pollen-climate calibration-set on the absolute values, range and trends of reconstructed Holocene precipitation / Cao X., Tian F., Telford R. [et al.]. – DOI:10.1016/j.quascirev.2017.10.030 // *Quaternary Science Reviews*. – 2017. – Vol. 178. – P. 37–53.
169. Sugita S. Theory of quantitative reconstruction of vegetation I : pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition // *Holocene*. – 2007. – Vol. 17. – P. 229–241.
170. Global acceleration in rates of vegetation change over the past 18,000 years / O. Mottl, S. G. A. Flantua, K. P. Bhatta [et al.]. – DOI: 10.1126/science.abg1685 // *Science*. – 2021. – Vol. 372, № 6544. – P. 860–864.
171. Wünnemann B. A Holocene sedimentary record from Bosten Lake, China / B. Wünnemann, S. Mischke, F. Chen – DOI: 10.1016/j.palaeo.2005.10.016 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2006. – Vol. 234, № 2. – P. 223–238.
172. Harrison S. P. Late Quaternary Lake-Level Record from Northern Eurasia / S.P.

- Harrison, G. E. Yu, and P. E. Tarasov // *Quaternary International*. - 1996. - P. 138-139.
173. Holocene Forcing of the Indian Monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman / D. Fleitmann, S. J. Burns, M. Mudelsee [et al.] // *Science*. - 2003. - Vol. 300. - P. 1737-1739.
174. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian monsoon / D. X. Yuan, H. Cheng, R. L. Edwards [et al.] // *Science*. - 2004. - Vol. 304. - P. 575-578.
175. A high-resolution absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China / C. A. Dykoski, R. L. Edwards, H. Cheng [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. - 2005. - Vol. 233. - P. 71-86.
176. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues / P. X. Wang, S. Clemens, L. Beaufort [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. - 2005. - Vol. 24. - P. 595-629.
177. Long-term trend and abrupt events of the Holocene Asian monsoon inferred from a stalagmite  $\delta^{18}O$  record from Shennongjia in Central China / X. H. Shao, Y. J. Wang, H. Cheng [et al.] // *Chinese Science Bulletin*. - 2006. - Vol. 51. - P. 221-228.
178. Kutzbach J. E. Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago // *Science*. - 1981. - Vol. 214. - P. 59-61.
179. The Holocene Asian Monsoon: links to solar changes and North Atlantic Climate / Y.J. Wang, H. Cheng, R. L. Edwards [et al.] // *Science*. - 2005. - Vol. 308. - P. 854-857.
180. Climate changes of the last 18,000 years : observations and model simulations / P. Anderson, C. Whitlock, P. Bartlein [et al.] // *Science*. - 1988. - Vol. 241. - P. 1043-1052.
181. Berger A. Insolation values for the climate of the last 10,000,000 years / A. Berger, M. F. Loutre // *Quaternary Science Reviews* - 1991. - Vol. 10. - P. 297-317.
182. Gupta A. K. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean / A. K. Gupta, D. M. Anderson, J. T. Overpeck // *Nature*. - 2003. - Vol. 421. - P. 354-357.
183. A persistent Holocene wetting trend in arid central Asia, with wettest conditions in the late Holocene, revealed by multi-proxy analyses of loess-paleosol sequences in Xinjiang, China / F. H. Chen, J. Jia, J. Chen [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. - 2016. - Vol. 146. - P. 134-146.
184. Kaplan M. R. Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region / M. R. Kaplan, A. P. Wolfe // *Quaternary Research*. - 2006. - Vol. 65. - P. 223-231.
185. Chinese cave records and the east Asia summer monsoon / Z. Y. Liu, X. Y. Wen, E. C. Brady [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. - 2014. - Vol. 83. - P. 115-128.
186. Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in northern Xinjiang, China / X. Liu, U. Herzschuh, J. Shen [et al.]. - DOI: 10.1016/j.yqres.2008.06.005 // *Quaternary Research*. - 2008. - Vol. 70, № 3. - P. 412-425.
187. Holocene vegetational and climatic variation in westerly-dominated areas of Central Asia inferred from the Sayram Lake in northern Xinjiang, China / Jiang, Q. F., Ji, J. F., Shen, J. [et al.]. - DOI:10.1007/s11430-012-4550-9 // *Science China Earth Sciences*. - 2013. - Vol. 56(3). - P. 339-353.
188. Pollen-based climate reconstruction from Ebi Lake in northwestern China, Central Asia, over the past 37,000 years / Jia, H., Wu, J., Zhang, H. [et al.]. - DOI: 10.1016/J.QUAINT.2020.02.033 // *Quaternary International*. - 2020. - Vol. 544. - P. 96-103.
189. Environmental change implied by the relationship between pollen assemblages and grain-size in N.W. Chinese lake sediments since the Late Glacial / Y. Li, N. Wang, C. Morrill [et al.]. - DOI: 10.1016/j.revpalbo.2008.12.005 // *Rev. Palaeobot. Palynol.* - Vol. 154 (1-4). - P. 54-64.
190. Late Pleistocene-Holocene records from Lake Ulaan, southern Mongolia: implications for East Asian palaeomonsoonal climate changes / M. K. Lee, Y. I. Lee, H. S. Lim [et al.] // *Journal of Quaternary Sciences*. - 2013. - Vol. 28. - P. 370-378.

191. Numaguti A. Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent : Experiments using an atmospheric general circulation model // *Journal of Geophysical Research*. – 1999. – Vol. 104. – P. 1957–1972.
192. Causes of early Holocene desertification in arid central Asia / L. Jin, F. Chen, C. Morrill [et al.] // *Clim. Dyn.* – 2012. – Vol. 38. – P. 1577-1591.
193. Late Quaternary palaeoenvironment change and landscape evolution along the Keriya River, Xinjiang, China : The relationship between high mountain glaciation and landscape evolution in foreland desert regions / X. P. Yang, Z. D. Zhu, D. Jaekel [et al.] // *Quaternary International*. – 2002. – Vol. 97. – P. 155–166.
194. Wet climate during the Little ‘Ice Age’ in the arid Tarim Basin, northwestern China / W. G. Liu, Z. H. Liu, Z. S. An [et al.] // *Holocene*. – 2011. – Vol. 21. – P. 409–416.
195. Little Ice Age wetting of interior Asian deserts and the rise of the Mongol Empire / A. E. Putnam, D. E. Putnam, L. Andreu-Hayles [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2016. – Vol. 131. – P. 33–50.
196. Solar imprints on Asian inland moisture fluctuations over the last millennium / M. Song, A. F. Zhou, X. N. Zhang [et al.] // *Holocene*. – 2015. – Vol. 25. – P. 1935–1943.
197. The Medieval Warm Period and the Little Ice Age from a sediment record of Lake Ebinur, northwest China / L. Ma, J. Wu, H. Yu [et al.] // *Boreas*. – 2011. – Vol. 40. – P. 518–524.
198. Holocene climate and vegetation changes inferred from pollen records of Lake Aibi, northern Xinjiang, China: A potential contribution to understanding of Holocene climate pattern in East-central Asia / W. Wang, Z. D. Feng, M. Ran, C. J. Zhang // *Quaternary International*. – 2013. – Vol. 311. – P. 54–62.
199. Ma J. Z. Groundwater and lake evolution in the Badain Jaran desert ecosystem, Inner Mongolia / J. Z. Ma, W. M. Edmunds // *Hydrogen*. – 2006. – Vol. 14. – P. 1231–1243.
200. High-resolution leaf wax carbon and hydrogen isotopic record of the late Holocene paleoclimate in arid Central Asia / B. Aichner, S. J. Feakins, J. E. Lee [et al.] // *Climate of the Past*. – 2015. – Vol. 11. – P. 619–633.
201. A 2540-year record of moisture variations derived from lacustrine sediment (Sasikul Lake) on the Pamir Plateau / Y. B. Lei, L. D. Tian, B. W. Bird [et al.] // *Holocene*. – 2014. – Vol. 24. – P. 761–770.
202. Solar-forced 2600 BP and little ice age highstands of the Caspian sea / S. B. Kroonenberg, G. M. Abdurakhmanov, E. N. Badyukova [et al.] // *Quaternary International*. – 2007. – Vol. 173. – P. 137–143.
203. A high-resolution diatom-inferred palaeoconductivity and lake level record of the Aral Sea for the last 1600 yr. / P. Austin, A. Mackay, O. Palagushkina, M. Leng // *Quaternary Research*. – 2007. – Vol. 67. – P. 383–393.
204. Lake level changes and environmental evolution during the last 8000 years based on Balkhash lake cores in Kazakhstan, Central Eurasia / K. Endo, T. Sugai, T. Haraguchi [et al.] // *Toward A Sustainable Society in Central Asia : An Historical Perspective on the Future*. – Kyoto, 2012. – P. 2007–2012.
205. Little Ice Age climate changes in Southwest China from a stalagmite  $\delta^{18}O$  record / T.-Y. Li, S.-Y. Xiao, Ch.-Ch. Shen [et al.]. – DOI: 10.1016/j.palaeo.2020.110167 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2021. – Vol. 562. – P. 1–18.

### **Список научных публикаций, в которых изложены основные научные результаты диссертации**

1. Tian F. Wet mid-late Holocene in central Asia supported prehistoric intercontinental cultural communication: Clues from pollen data / F. Tian, W. Wang, **N. Rudaya**, X. Liu, X. Cao // *CATENA*. – 2022. – Vol. 209, p. 2. – P. 105852. – DOI: 10.1016/j.catena.2021.105852.

2. **Rudaya N.** The link between climate change and biodiversity of lacustrine inhabitants and terrestrial plant communities of the Uvs Nuur Basin (Mongolia) during the last three millennia / N. Rudaya, L. Nazarova, L. Frolova, O. Palagushkina, V. Soenov, X. Cao, L. Syrykh, I. Grekov, D. Otgonbayar, B. Bayarkhuu // *The Holocene*. – 2021. – Vol. 31, № 9. – P. 1443–1458. – DOI: 10.1177/09596836211019093.
3. Kolpakova M. Distribution Profile of Chemical Elements during the Last 13 Thousand Years from the Sediments of Maloye Yarovoe Lake (Western Siberia, Russia) / M. Kolpakova, O. Gaskova, S. Borzenko, S. Krivonogov, O. Naymushina, **N. Rudaya** // *Water*. – 2020. – Vol. 12, №. 11 (3001). – P. 1–22. –DOI: 10.3390/w12113001.
4. **Rudaya N.** Postglacial history of the Steppe Altai: Climate, fire and plant diversity / N. Rudaya, S. Krivonogov, M. Słowinski, X. Cao, S. Zhilich // *Quaternary Science Reviews*. – 2020. – Vol. 249. – P. 106616. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106616.
5. Cao X. A taxonomically harmonized and temporally standardized fossil pollen dataset from Siberia covering the last 40 ka / X. Cao, F. Tian, A. Andreev, P. M. Anderson, A. V. Lozhkin, E. Bezrukova, J. Ni, **N. Rudaya**, A. Stobbe, M. Wiczorek, U. Herzschuh // *Earth System Science Data*. – 2020. – Vol. 12. – P. 119–135. – DOI: 10.5194/essd-2019-7.
6. Cao X. Pollen-based quantitative land-cover reconstruction for northern Asia covering the last 40 ka calBP / X. Cao, F. Tian, F. Li, M.-J. Gaillard, **N. Rudaya**, Q. Xu, U. Herzschuh // *Climate of the past*. – 2019. – Vol. 15. – P. 1503–1536. – DOI: 10.5194/cp-15-1503-2019.
7. Brugger S. O. Ice records provide new insights into climatic vulnerability of Central Asian forest and steppe communities / S. O. Brugger, E. Gobet, M. Sigl, D. Osmont, T. Papina, **N. Rudaya**, M. Schwikowski, W. Tinner // *Global and Planetary Change*. – 2018. – Vol. 169. – P. 188–201. – DOI: 10.1016/j.gloplacha.2018.07.010.
8. Huang X. Holocene Vegetation and Climate Dynamics in the Altai Mountains and Surrounding Areas / X. Huang, W. Peng, **N. Rudaya**, E. C. Grimm, X. Chen, X. Cao, J. Zhang, X. Pan, S. Liu, C. Chen, F. Chen // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – Vol. 45, № 13. – P. 6628–6636. – DOI: 10.1029/2018GL078028.
9. Tian F. Biome changes and their inferred climatic drivers in northern and eastern continental Asia at selected times since 40 cal ka BP / F. Tian, X. Cao, A. Dallmeyer, G. Lohmann, X. Zhang, J. Ni, A. Andreev, P. Anderson, A. Lozhkin, E. Bezrukova, **N. Rudaya**, Q. Xu, U. Herzschuh // *Vegetation History and Archaeobotany*. – 2018. – Vol. 27, № 2. – P. 365–379. – DOI: 10.1007/s00334-017-0653-8.
10. Zykin V. S. New Stratigraphic Data on the Quaternary Sediments in the Peschanaya River Valley, Northwestern Altai / V. S. Zykin, V. S. Zykina, L. G. Smolyaninova, **N. A. Rudaya**, I. V. Foronova, D. G. Malikov // *Archaeology, Ethnology & Anthropology of Eurasia*. – 2017. – Vol. 45/3. – P. 3–16. – DOI: 10.17746/1563-0110.2017.45.3.003-0161.
11. Zhilich S. Environmental dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population / S. Zhilich, **N. Rudaya**, L. Nazarova, S. Krivonogov, D. Pozdnyakov // *Quaternary Science Reviews*. – 2017. – Vol. 163C. – P. 152–161. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.03.022.
12. **Rudaya N.** Palaeoenvironments during the period of the Neanderthals settlement in Chagyrskaya cave (Altai Mountains, Russia) / N. Rudaya, S. Vasiliev, B.

Viola, S. Talamo, S. Markin // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2017. – Vol. 467. – P. 265–276. – DOI: 10.1016/j.palaeo.2015.12.007.

13. **Rudaya N.** Quantitative reconstructions of mid-late Holocene climate and vegetation in the north-eastern Altai Mountains recorded in Lake Teletskoye / N. Rudaya, L. Nazarova, E. Novenko, A. Andreev, V. Babich, I. Kalugin, A. Daryin, H.-Ch. Li, P. Shilov // *Global and Planetary Change*. – 2016. – Vol. 141. – P. 12–24. – DOI: 10.1016/j.gloplacha.2016.04.002.

14. **Rudaya N.** A new approach for reconstruction of the Holocene climate in the Mongolian Altai : The high-resolution  $\delta^{13}\text{C}$  records of TOC and pollen complexes in Hoton-Nur Lake sediments / N. Rudaya, H.-Ch. Li // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2013. – Vol. 69. – P. 185–195. – DOI: 10.1016/j.jseaes.2012.12.002.

15. **Rudaya N.** Middle-Late Holocene environmental history of Kulunda, southwestern Siberia: vegetation, climate and humans / N. Rudaya, L. Nazarova, D. Nourgaliev, O. Palagushkina, D. Papin, L. Frolova // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 48. – P. 32–42. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.06.002.

16. **Rudaya N.** Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records: a step towards better understanding climate dynamics in Central Asia / N. Rudaya, P. Tarasov, N. Dorofeyuk, N. Solovieva, I. Kalugin, A. Andreev, A. Daryin, B. Diekmann, F. Riedel, N. Tserendash, M. Wagner // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – Vol. 28. – P. 540–554. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.10.013.

17. **Rudaya N. A.** Environmental changes in the Mongolian Altai during the Holocene / N. A. Rudaya, P. E. Tarasov, N. I. Dorofeyuk, I. A. Kalugin, A. A. Andreev, B. Diekmann, A. V. Daryin // *Archaeology Ethnology & Anthropology of Eurasia*. – 2008. – Vol. 36/4. – P. 2–14. – DOI: 10.1016/j.aeae.2009.03.001.

18. Agatova A. R. Discovery of Upper Oligocene–Lower Miocene Brown Coal Deposits (Kosh-Agach Formation) in the Dzhazator River Valley (Southeastern Russian Altai): Neotectonic and Paleogeographical Aspects / A. R. Agatova, R. K. Nepop, **N. A. Rudaya**, I. V. Khazina, A. N. Zhdanova, M. A. Bronnikova, O. N. Uspenskaya, E. P. Zazovskaya, I. Y. Ovchinnikov, V. S. Panov // *Doklady Akademii Nauk*. – 2017. – Vol. 475, № 5. – P. 543–546.

19. **Rudaya N. A.** Environmental conditions during the early human settlement of Chagyrskaya Cave (Altai) – DOI: 10.1016/j.aeae.2013.07.004 // *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*. – 2013. – Vol. 41, № 1. – P. 45–54.

20. Babich V. V. Complex Use of the Geochemical Features of Bottom Deposits and Pollen Records for Paleoclimate Reconstructions (with Lake Teletskoe, Altai Republic, as an Example) / V. V. Babich, **N. A. Rudaya**, I. A. Kalugin, A. V. Darin // *Contemporary Problems of Ecology*. – 2015. – Vol. 8, № 4. – P. 405–413. – DOI:10.1134/S1995425515040022.

21. Darin A. High-resolution reconstruction of climate change in central Asia over the past millennium / A. Darin, I. Kalugin, N. Maksimova, D. Ovchinnikov, E. Vologina, **N. Rudaya**, A. Ptitsyn, S. Reshetova, Y. Rakshun, K. Zolotarev // *10th International Multidisciplinary Scientific Geoconference and EXPO – Modern Management of Mine Producing, Geology and Environmental Protection, SGEM 2010*. – Albena, 2010. – Vol. 1. – P. 55–60.

22. **Рудая Н. А.** Копрофильные грибы как индикатор пастбищной нагрузки и плотности населения Убсунурской котловины (Монголия) за последние

три тысячелетия / Н. А. Рудая, В. И. Соенов // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2021. – Т. XXVII (в печати).

23. Жилич С. В. Реконструкция палеопожаров Кулундинской степи для последних 3500 лет по данным из донных отложений озера Малое Яровое / С. В. Жилич, **Н. А. Рудая** // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2021. – Т. XXVII (в печати).

24. Жилич С. В. Высокорастворимая реконструкция климата и растительности для последних 2000 лет по палеозаписи донных отложений озера Урег-Нур (Монголия) в историческом и палеоэкологическом контексте / С. В. Жилич, **Н. А. Рудая** // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2020. – Т. XXVI. – С. 428–437. – DOI: 10.17746/2658-6193.2020.26.428-436.

25. **Рудая Н. А.** Изменения уровня среднегодовых осадков в позднем дриасе и голоцене на юге Западной Сибири / Н. А. Рудая, С. В. Жилич // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2019. – Т. XXV. – С. 211–217. – DOI 10.17746/2658-6193.2019.25.211-217.

26. **Рудая Н. А.** Изменение растительности Кулунды в позднем плейстоцене и голоцене: первые итоги палинологического изучения керн донных отложений озера Кучук // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2018. – Т. XXIV. – С. 146–149. – DOI: 10.17746/2658-6193.2018.24.146-149.

27. Жилич С. В. Изменения озера Чаны и окружающих ландшафтов во второй половине голоцена / С. В. Жилич, **Н. А. Рудая**, Л. Б. Назарова, О. В. Палагушкина, С. К. Кривоногов // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2015. – Т. XXI. – С. 232–236.

28. **Рудая Н. А.** Предварительные результаты исследования керн донных отложений Теньгинского озера для реконструкции палеоклиматических условий Центрального Алтая в голоцене / Н. А. Рудая, И. Ю. Слюсаренко, В. И. Соенов // Полевые исследования в Верхнем Приобье, Прииртышье и на Алтае (археология, этнография, устная история и музееведение) : материалы XIV междунар. науч.-практ. конф., Барнаул, 22–23 мая 2019 г. – Барнаул, 2019. – С. 112–116.

29. **Рудая Н. А.** База палеогеографических, палеоэкологических и геоархеологических данных PaleoAltai : Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2021620197 Российская Федерация : № 2020622374 : заявл. 24.11.2020 : опубли. 01.02.2021 / Н. А. Рудая, И. М. Греков, А. И. Волкова ; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт археологии и этнографии Сибирского отделения Российской академии наук.

30. Антонова М. В. Элементы – индикаторы климата в позднеголоценовых осадках озера Телецкое по данным элементного анализа методом ICP-OES / М. В. Антонова, А. В. Дарьин, **Н. А. Рудая** // Полевые исследования в алтайском биосферном заповеднике. – 2021. – № 3. – С. 6–15. – URL: [https://www.elibrary.ru/download/elibrary\\_45719430\\_56585824.pdf](https://www.elibrary.ru/download/elibrary_45719430_56585824.pdf) (дата обращения: 06.12.2021). – Режим доступа: для зарегистрированных пользователей.

31. **Рудая Н. А.** Природные условия Кулунды в среднем и позднем голоцене: растительность, климат и человек / Н. А. Рудая, Л. Б. Назарова, Д. К. Нургалиев, О. В. Палагушкина, Д. В. Папин, Л. А. Фролова // Интеграция археологических и этнографических исследований : сб. науч. тр., Иркутск, 26–30 мая 2013 г. : в 2 т. – Иркутск, 2013. – Т. 1. – С. 243–246.

32. Жилич С. В. Изменение условий накопления голоценовых отложений озер Большие Тороки и Большое Яровое, юг Западной Сибири: сравнительное исследование / С. В. Жилич, **Н. А. Рудая**, С. К. Кривоногов // Строение литосферы и геодинамика : материалы XXVI Всерос. молодежной конф., Иркутск, 20–25 апр. 2015 г. – Иркутск, 2015. – С. 74–75.

33. **Rudaya N. A.** Environments of southwestern Siberia and northwestern Mongolia in the late Holocene (based on the lake sediments study) / N. A. Rudaya, S. V. Zhilich, B. Bayarkhuu, X. Cao, A. V. Darin, L. A. Frolova, I. A. Kalugin, S. K. Krivonogov, L. B. Nazarova, D. Otgonbayar, O. V. Palagushkina, I. Y. Slusarenko, L. Syrykh // Paleolimnology of Northern Eurasia : experience, methodology, current status and young scientists school in microscopy skills in paleolimnology : Proceedings of the 3rd International Conference. – Kazan, 2018. – P. 94–96.

34. Zhilich S. V. Climate and lake development history in the south of West Siberia / S.V. Zhilich, S. K. Krivonogov, D. A. Gavrilov, **N. A. Rudaya** // Limnology and Freshwater Biology. – 2020. – № 4. – P. 538–540. – DOI 10.31951/2658-3518-2020-A-4-538.

35. **Rudaya N. A.** Correlation of the annual temperature reconstructed with  $\mu$ \_XRF-SR method and pollen data from varved sediments of Kucherla Lake, the Altai Mountains, for last 500 years / N. A. Rudaya, A. V. Darin // Limnology and Freshwater Biology. – 2020. – № 4. – P. 541–543. – DOI:10.31951/2658-3518-2020-A-4-541.

36. Агатова А. Р. Проблемы абсолютного датирования торфов в тектонически активных горных районах на примере Юго-Восточного Алтая / А. Р. Агатова, Р. К. Непоп, **Н. А. Рудая**, И. В. Хазина, А. Н. Жданова, М. А. Бронникова, О. Н. Успенская, Э. П. Зазовская, И. Ю. Овчинников, В. С. Панов // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода : прошлое и настоящее : материалы V междунар. полевого симпозиума. 2017. – С. 78–80.

37. **Рудая Н. А.** Изменения ландшафтов в голоцене юга Западной Сибири и севера Западной Монголии / Н. А. Рудая, С. К. Кривоногов, С. В. Жилич, Л. Б. Назарова, О. В. Палагушкина, В. С. Панов, Д. В. Папин, Л. А. Фролова, Д. Отгонбаяр, Б. Баярхүү, Н. Жаогалсүрэн // Материалы Всерос. науч. конф., посвященной памяти профессора А. А. Величко (Москва, 23-25 ноября 2016 г.). – М., 2016. – С. 544–549. – URL: [https://www.elibrary.ru/download/elibrary\\_28329286\\_50752084.pdf](https://www.elibrary.ru/download/elibrary_28329286_50752084.pdf) (дата обращения: 06.12.2021). – Режим доступа: для зарегистрир. пользователей.

38. Жилич С. В. Климатостратиграфия позднего голоцена на юго-востоке Западной Сибири по материалам микропалеонтологического изучения озерных отложений / С. В. Жилич, **Н. А. Рудая**, С. К. Кривоногов // Проблемы геологии и освоения недр труды XX Междунар. симп. им. академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня основания Томского политехнического университета. – Томск, 2016. – С. 70–72. – URL: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=27267666> (дата обращения: 06.12.2021). – Режим доступа: для зарегистрир. пользователей.

39. Жилич С. В. Изменение растительности и климата в районе озера Малые Чаны в позднем голоцене / С. В. Жилич, **Н. А. Рудая**, С. К. Кривоногов // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. – 2016. – Т. 7, № 1 (13). – С. 68–75.

40. Жилич С. В. Природные условия обитания древнего человека в Барабинской лесостепи в эпоху бронзы / С. В. Жилич, **Н. А. Рудая**, С. К.

Кривоногов // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2014. – Т. XX. – С. 154–157

41. **Рудая Н. А.** Средний и поздний голоцен Кулунды : климат, растительность, человек / Н. А. Рудая, Д. В. Папин // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2013. – Т. XIX. – С. 318–323.

42. Nazarova L. Altay Mountains as a key region for climate driven ecological research / L. Nazarova, D. Nourgaliev, L. Frolova, O. Palagushkina, **N. Rudaya**, D. Nazarov, O. Tumanov, L. Kosareva, P. Krylov, L. Gafiatullina, D. Gilmanova, R. Sabirov // Environmental Radioecology and Applied Ecology. – 2009 – Vol. 15, № 1-2. – P. 3–10.

43. **Рудая Н. А.** Природные условия бассейна Телецкого озера / Н. А. Рудая, А. А. Андреев, И. А. Калугин // Сб. науч. тр. XIII Всерос. палинологической конф. – Сыктывкар, 2011. – С.176–180.

44. **Rudaya N.** Environmental changes in the northern Russian Altai during late Holocene derived from Lake Teletskoye sediment cores / N. Rudaya, H.-C Li., A. Andreev, I. Kalugin, A. Daryin, Ts.-H. Lee // Abstracts of 8th European Palaeobotany - Palynology Conference (6-10 July, 2010). – Budapest, 2010. – P. 204.

45. **Рудая Н. А.** Изменения природной среды северного Российского Алтая (оз. Телецкое) в течение последних 1500 лет / Н. А. Рудая, А. А. Андреев, И. А. Калугин, А. В. Дарьин, Д. В. Овчинников, Б. Дикман // Фундаментальные проблемы квартера : итоги изучения и основные направления дальнейших исследований : материалы VI Всерос. совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск, 2009. – С. 510–513.

46. **Рудая Н. А.** Климат и растительность Монгольского Алтая в голоцене / Н. А. Рудая, П. Е. Тарасов, Н. И. Дорофеюк, И. А. Калугин, А. А. Андреев, Б. Дикман // Сборник научных трудов XII Всерос. палинологической конф. : в 2 т. – СПб., 2008. – Т. 2. – С. 220–227.