

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт

проблем экологии и эволюции имени А.Н. Северцова

Российской академии наук

*На правах рукописи*

Смышляева Олеся Игоревна

**ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ ОСТРОВОВ КОМАНДОРСКО-АЛЕУТСКОЙ  
ГРЯДЫ В ГОЛОЦЕНЕ: ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ,  
КЛИМАТИЧЕСКИЕ, АНТРОПОГЕННЫЕ И ЗООГЕННЫЕ ФАКТОРЫ**

1.5.15 — экология (биологические науки)

Диссертация на соискание ученой степени

кандидата биологических наук

Научный руководитель:

доктор биологических наук

Савинецкий Аркадий Борисович

Москва – 2022

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. РАСТИТЕЛЬНОСТЬ КОМАНДОРСКО-АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ГРЯДЫ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ	11
1.1 Физико-географические особенности Командорско-Алеутской островной гряды	11
1.2. Флора и растительность Командорско-Алеутской гряды	17
Флора островов Командорско-Алеутской гряды	17
Современная растительность островов Командорско-Алеутской гряды	20
История изучения долгосрочной динамики растительности Алеутских островов	26
Краткосрочная динамика растительности на Алеутских островах	29
1.3 Торфяные отложения Алеутских островов	31
1.4 Изменение климата Командорско-Алеутской гряды в голоцене	34
1.5 Влияние вулканической активности на растительность	38
1.6 История заселения островов Командорско-Алеутской гряды человеком	43
1.7 Колонии морских птиц как одна из особенностей наземных экосистем Командорско-Алеутской островной дуги	47
Заключение	49
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ	51
2.1 Краткий обзор методов, использованных в работе	52
Радиоуглеродное датирование	52
Ботанический анализ торфа	54
Анализ стабильных изотопов углерода и азота	55
Инфракрасная спектроскопия (ИК)	58
Спорово-пыльцевой анализ	61
2.2 Восточные Алеутские острова	64
2.2.1 Остров Уналашка (Лисьи острова)	64
2.2.2 Остров Умнак (Лисьи острова)	70

2.2.3 Остров Карлайл (Четырехсопочные острова)	72
2.3 Центральные Алеутские острова	75
2.3.1 Остров Атка (Андреяновские острова)	75
2.3.2 Остров Адак (Андреяновские острова)	77
2.4 Западные Алеутские острова	79
2.4.1 Остров Шемья (Ближние острова)	79
Остров Шемья, торфяник Алкан Крик	81
Остров Шемья, торфяник МакДональд Поинт	83
2.4.2 Остров Атту (Ближние острова)	86
Заключение	87
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ	88
3.1 Восточные Алеутские острова	88
3.1.1 Остров Уналашка (Лисьи о-ва)	88
3.1.2 Остров Умнак (Лисьи острова)	96
3.1.3 Остров Карлайл (Четырехсопочные острова)	98
3.2 Центральные Алеутские острова	108
3.2.1 Остров Атка (Андреяновские острова)	108
3.2.2 Остров Адак (Андреяновские острова)	109
3.3 Западные Алеутские острова	113
3.3.1 Остров Шемья (Ближние острова)	113
Результаты палеореконструкций торфяника Алкан Крик (о. Шемья)	113
Результаты палеореконструкций торфяного отложения Макдональд Поинт (о Шемья)	121
3.3.2 Остров Атту (Ближние острова)	129
ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ ТОРФООБРАЗОВАНИЯ И ДИНАМИКИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ АЛЕУТСКИХ ОСТРОВОВ В ГОЛОЦЕНЕ	131
4.1 Особенности формирования торфа на островах Командорско-Алеутской гряды	131
4.2 Влияние климата на торфообразование и историю растительности Алеутских островов	142

4.3 Влияние вулканической активности на условия локального увлажнения и растительность Алеутских островов	154
4.4 Влияние колоний морских птиц на растительность Алеутских островов	164
4.5 Антропогенное влияние на растительность Алеутских островов	172
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	177
ВЫВОДЫ	179
ПРИЛОЖЕНИЯ	208
Приложение 1. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника на острове Умнак (Лисьи острова, Heusser, 1973).	208
Приложение 2. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника на острове Атка (Андреяновские острова, Heusser, 1990).	209
Приложение 3. Диаграмма потока пыльцы торфяника на острове Атка (Андреяновские острова, Heusser, 1990).	210
Приложение 4. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника на острове Адак (Андреяновские острова, Heusser, 1978).	211
Приложение 5. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника на острове Адак (Андреяновские острова, Noguchi et al., 2018).	212
Приложение 6. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника на острове Атту (Ближние острова, Heusser, 1990).	213
	213

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность работы.** С начала индустриальной революции человечество стремительно увеличивает своё влияние на экосистемы. Одна из важных проблем будущего существования человека на Земле заключается в поддержании сложившихся экосистем в условиях изменяющихся климатических режимов и биосферы. Климат и живые системы тесно связаны. Растительные сообщества являются основой экосистем, поскольку формируют первичную продукцию для всех последующих звеньев пищевых сетей. Самые современные работы, посвященные изучению взаимосвязи климат-растительность, опираются на масштабную сеть палеоархивов, включающих в себя десятки и сотни послойно накапливающихся отложений - озерных осадков, торфяников, пещерных отложений, ледников, и десятки разнообразных методов. Подобные реконструкции уже становятся доступны в масштабах материков и регионов, однако не позволяют сделать аппроксимацию для недостаточно изученных территорий. Именно к таким относится большинство островных систем Земли. Острова могут быть модельными объектами для изучения закономерностей изолированных и фрагментированных экосистем, которые не подчиняются зональным закономерностям формирования растительного покрова, работающим в масштабах континентов. Однако с ростом населения планеты, развитием дорог и промышленных предприятий, таких территорий становится все больше и в пределах континентальных районов. Кроме того, подобные модели отражают закономерности развития экосистем в условиях разрозненных природоохранных территорий, которые в силу различных причин не удается объединить в единую систему. Также островные экосистемы можно рассматривать как модели рефугиумов, в которых во времена оледенений сохранялись остатки экосистем предыдущих периодов, разъединенные между собой крупными ледниковыми массивами. Одним из таких модельных объектов могут быть острова Командорско-Алеутского архипелага, протянувшиеся более чем на 2000 км между Северной Америкой и Евразией. Все острова гряды расположены в пределах четырех градусов широты, в условиях океанического климата и имеют общую историю формирования ландшафтов и растительности с конца плейстоцена-начала голоцена. В отличие от преобладающего числа территорий Земли наземные экосистемы островов Командорско-Алеутской гряды были подвергнуты минимальному антропогенному воздействию, в том числе из-за отсутствия у коренного населения сельского хозяйства. Реконструкция их истории в прошлом позволяет делать прогнозы дальнейшего развития

растительного покрова и связанных с ним наземных экосистем в условиях глобальных климатических изменений.

Традиционным способом реконструкции динамики растительности является спорово-пыльцевой анализ торфяных отложений, опирающийся на подробное радиоуглеродное датирование. Совместное использование различных методов для реконструкций истории экосистем позволяет восстанавливать более полную картину изменения условий в прошлом. Как правило, для этих целей используют сфагновые верховые болота, процессы торфообразования в которых относительно более изучены, чем в случае низинных и переходных торфов. На островах Командорско-Алеутской гряды ранее не было обнаружено подобного рода сфагновых отложений. По немногочисленным данным, мощные торфяники островов сложены преимущественно осоковым торфом, однако их подробный ботанический анализ никогда ранее не проводился, и не была оценена пригодность данных отложений в качестве палеоархивов, сохраняющих не только споры и пыльцу, но и индикаторы изменений условий локального увлажнения (степень разложения,  $\delta^{13}\text{C}$ , C/N). Мы предполагаем, что в условиях высокой океаничности климата региона, осоковый торф не подвергается таким активным диагенетическим процессам, как это происходит в случае материковых торфяников, в связи с чем отложения можно использовать для реконструкций не только растительности, но и условий среды в течение голоцена.

**Степень разработанности проблемы.** Алеутские острова являются сравнительно мало изученным регионом в контексте изменения растительности и климата в голоцене. Отдельные торфяные отложения были исследованы в восточной (о. Умнак), центральной (о. Атка, о. Адак) и западной (о. Атту, о. Беринга) частях Командорско-Алеутской островной гряды (Heusser 1978, 1990; Кирьянов и др., 1986; Noguchi et al., 2018) и прилегающей территории Аляски (Heusser, 1983, 1985). Для территории протяженностью более 2500 км существуют реконструкции растительности только для пяти островов, не все из которых доступны для полноценного анализа. Обобщая результаты своих работ на четырех островах, Хойссер (Heusser, 1990) обращает внимание на то, что в регионе действует сложная система факторов, определяющих закономерности развития растительности в голоцене, в том числе, климат, многочисленные вулканические извержения, локальные особенности топографии и формирования отложений. Новые исследования истории растительности Алеутских островов необходимы для прояснения воздействия этой сложной сети взаимодействующих факторов. По всему миру для определения закономерностей развития растительного покрова применяют реконструкции, построенные на основе баз данных пыльцевых спектров, включающих в себя сотни отложений для Европы (Stranberg et al., 2014) и Северной Америки (Gajewski, 2008). Именно такой охват позволяет

строить прогностические модели будущего развития растительности. Для территории океанических островов Северной Пацифики пока недоступны масштабные модели и реконструкции, однако каждое новое исследование делает существенный вклад в решение этой проблемы. Особенное значение имеют комплексные работы, включающие несколько видов анализа и ориентированные на вычленение закономерностей влияния ключевых факторов, определяющих историю растительности островов и ее современный облик.

Также стоит отметить, что на момент проведения основных существующих для Алеутских островов реконструкций растительности (Heusser, 1973; 1978; 1990) были изучены только отдельные особенности климата региона, а основные представления о его динамике в течение голоцена основывались, в основном, на датировании ледниковых отложений, положение которых менялось с изменением климата (Black, 1980). С тех пор был проведен ряд исследований, в результате чего существенно изменились представления о колебаниях климата и изменениях условий среды в районе островов Алеутской гряды в течение голоцена, по сравнению с картиной, основанной только на движении ледников (Rodionov, Overland, 2005; Rodionov et al., 2005, 2007; Caissie et al., 2010; Vaillencourt, 2013; Harada et al., 2014; Krawiec, Kaufman, 2014; Kaufman et al., 2016; Bailey et al., 2018; Broadman et al., 2020, 2022), а движения ледников были датированы более подробно (Barclay et al., 2009). В связи с этим, также требуется пересмотр смен растительных сообществ, которые были реконструированы ранее, в контексте новых климатических данных.

**Цель и задачи исследования.** Цель данной работы - выявить закономерности смен растительности Алеутских островов под воздействием изменений локальных условий, климата, вулканических извержений, колоний морских птиц и антропогенного фактора в течение голоцена.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи:

1. определить тип торфа в отложениях островов Командорско-Алеутской гряды и выраженность диагенетических изменений в процессе его формирования для реконструкции локального увлажнения;
2. реконструировать динамику растительности в западной и восточной частях Командорско-Алеутской гряды в прибрежных и удаленных от берега моря условиях для сопоставления динамики растительности в разных локальных и региональных условиях;
3. сопоставить климатические изменения с изменениями условий локального увлажнения и сменами растительных сообществ, для оценки значимости локальных и региональных факторов в истории растительности островов;

4. оценить влияние вулканических пеплов различной мощности на условия локального увлажнения и состав растительных сообществ вдоль всей гряды;
5. выявить периоды воздействия на экосистемы островов гуано морских птиц и определить, к каким изменениям растительных сообществ они приводили;
6. определить какое воздействие на растительные сообщества оказывали древние алеуты в процессе постепенного освоения островов гряды.

**Научная новизна.** Расширение имеющегося материала вносит существенный вклад в изучение закономерностей развития растительности океанических островов. Отбор новых колонок из торфяных отложений проведен с учетом основных факторов, которые могли влиять на растительность в течение голоцена, благодаря чему стало возможным провести сравнение историй растительности островов между собой. Все отобранные отложения тщательно датированы для построения детальных моделей их роста. Кроме традиционного для реконструкций растительности спорово-пыльцевого анализа, были использованы ботанический анализ торфа, анализ стабильных изотопов углерода и азота, а также, в случае одного из торфяников, инфракрасная спектроскопия (ИК-спектроскопия) для изучения особенностей процессов торфообразования на Алеутских островах. Именно сочетание нескольких методов, которые ранее совместно не применялись в изучении торфяников Алеутских островов, вносит существенный вклад в анализ закономерностей развития растительности. Также ранее не существовало работ, посвященных анализу применимости этих торфяных отложений в качестве палеоархивов, их состава и условий формирования, что является важным, поскольку наличие в торфе Алеутских островов многочисленных минеральных слоев не позволяет относить такие отложения к типичным омбротрофным торфяникам, используемым для реконструкций растительности по всему миру. В таком торфе могут быть более выражены диагенетические процессы, что осложняет применение анализа стабильных изотопов и реконструкцию условий локального увлажнения.

**Теоретическое и практическое значение работы.** Благодаря данному исследованию появились новые представления о закономерностях развития и динамики экосистем островов в условиях океанического климата и постоянных вулканических извержений. Расширились представления о том, как именно в долгосрочной перспективе могут развиваться экосистемы, которые считаются бедными по видовому составу, типам растительности и наличию питательных веществ в почвах. Кроме того, реконструируя, как в самое теплое время голоцена вели себя экосистемы этих островов, мы можем делать предположения о том, как они будут реагировать на грядущие климатические изменения. Помимо этого, сделаны выводы о том,

вливают ли какие-то глобальные закономерности на растительность Алеутских островов, или локальные условия, многочисленные нарушения растительного покрова и сочетание других локальных факторов, приводят к тому, что растительность островов развивается по своим собственным закономерностям. Также сделан существенный вклад в изучение торфяных отложений, формирующихся в условиях океанического климата и интенсивного вулканизма, и оценена возможность их применения как палеоархивов в изучении прошлого экосистем. Полученные результаты вносят вклад в планирование работ на заповедных территориях и могут использоваться в учебных курсах по биогеографии, фитоценологии и исторической экологии.

**Методы исследования.** Для реализации цели и задач диссертационного исследования были изучены четыре торфяных отложения в западной и восточной частях Командорско-Алеутской гряды, растительность на которых ранее не была реконструирована. В работе использованы радиоуглеродное датирование сцинтилляционным методом и методом ускорительной масс-спектрометрии, анализ макроостатков растений в торфе, анализ стабильных изотопов азота и углерода ( $\delta^{15}\text{N}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ , C/N), инфракрасная спектроскопия (ИК-спектроскопия), спорово-пыльцевой анализ (процентное участие, концентрация, общий поток пыльцы). Также были построены модели роста изученных ранее торфяных отложений с учетом современных представлений о калибровке радиоуглеродных дат.

**Положения, выносимые на защиту.**

1. В условиях океанического климата торфяные отложения Алеутских островов пригодны в качестве палеоархива для реконструкции локальных условий формирования растительности в течение голоцена.
2. В масштабе тысячелетий вулканические извержения не оказывали определяющего влияния на состав растительных сообществ островов, как предполагалось ранее. Смены удаленных от берега растительных сообществ были вызваны климатическими изменениями вдоль всей гряды.
3. В пределах прибрежных экосистем гуано морских птиц и освоение островов алеутами оказывало решающее воздействие на состав растительных сообществ и их динамику.

**Апробация работы.** Результаты исследований были представлены на IV (XII) Международной ботанической конференции молодых учёных в Санкт-Петербурге 22–28 апреля 2018 года, 25-29 апреля 2022 года; Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений», посвященной 90-летию со дня рождения Л.Д. Сулержицкого, Москва,

24-26 апреля 2019 года, 19-22 апреля 2022 года; V Всероссийской конференции с международным участием «Динамика экосистем в голоцене» (к 100-летию Л.Г. Динесмана), Москва, 11-15 ноября 2019 года; на Отчетных научных сессиях ИПЭЭ РАН по вопросам общей экологии 2017 и 2020 годов и на объединенном межлабораторном коллоквиуме.

**Личный вклад автора.** Автор принимал личное участие в экспедиции на о. Уналашка в 2018 году и участвовал в отборе торфяного отложения Илиулиук, провел химическую подготовку образцов к спорово-пыльцевому анализу отложений CR-03/15 (о. Карлайл) и Илиулиук (о. Уналашка), спорово-пыльцевой анализ большинства образцов из отложения CR-03/15 и всех образцов из отложения Илиулиук, подготовку образцов для ИК-спектроскопии и анализа стабильных изотопов углерода и азота отложений CR-03/15 и Илиулиук, а также образцов из отложений Алкан Крик и МакДональд Поинт (о. Шемья), построил модели роста всех рассмотренных торфяных отложений, провел отбор и подготовку образцов для радиоуглеродного датирования отложения Илиулиук, подготовку материалов к публикациям.

**Публикации по теме диссертации.** По теме диссертации опубликовано 9 работ, в том числе 4 статьи в изданиях, рекомендованных Высшей аттестационной комиссией при Министерстве образования и науки Российской Федерации и 5 статей в сборниках материалов конференций.

**Благодарности.** Я выражаю искреннюю благодарность своему научному руководителю Савинецкому Аркадию Борисовичу и всему коллективу Лаборатории исторической экологии ИПЭЭ РАН. Отдельную благодарность я выражаю Е. А. Кузьмичевой за помощь в совершенствовании навыков спорово-пыльцевого анализа и освоении протокола химической подготовки проб, а также внимательное и скрупулезное внимание к написанию текстов статей и диссертации; О. А. Крылович за помощь в освоении анализа стабильных изотопов и подготовку картографического материала; Б. Ф. Хасанову за внимательные вопросы в процессе работы над текстами статей. Я выражаю огромную признательность сотрудникам Алеутского музея, Virginia Hatfield, Sean O'Donnell и Suzi Golodoff за совместную работу в экспедиции на о. Уналашка. Я также благодарю за помощь в научной работе и предоставленное оборудование А. В. Тиунова, В. В. Холодова, В. А. Карпова, Р. М. Хацаеву. Я благодарна моей семье, а также Т. А. Сюткиной, А. А. Антоновской и Ю. Ю. Иванову за неоценимую моральную поддержку и обсуждение работы.

**Работа выполнена при финансовой поддержке** грантов РФФИ №18-04-00782 А, 19-34-90071 “Аспиранты”, программы фундаментальных исследований Президиума РАН “Эволюция органического мира. Роль и влияние планетарных процессов”.

## ГЛАВА 1. РАСТИТЕЛЬНОСТЬ КОМАНДОРСКО-АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ГРЯДЫ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

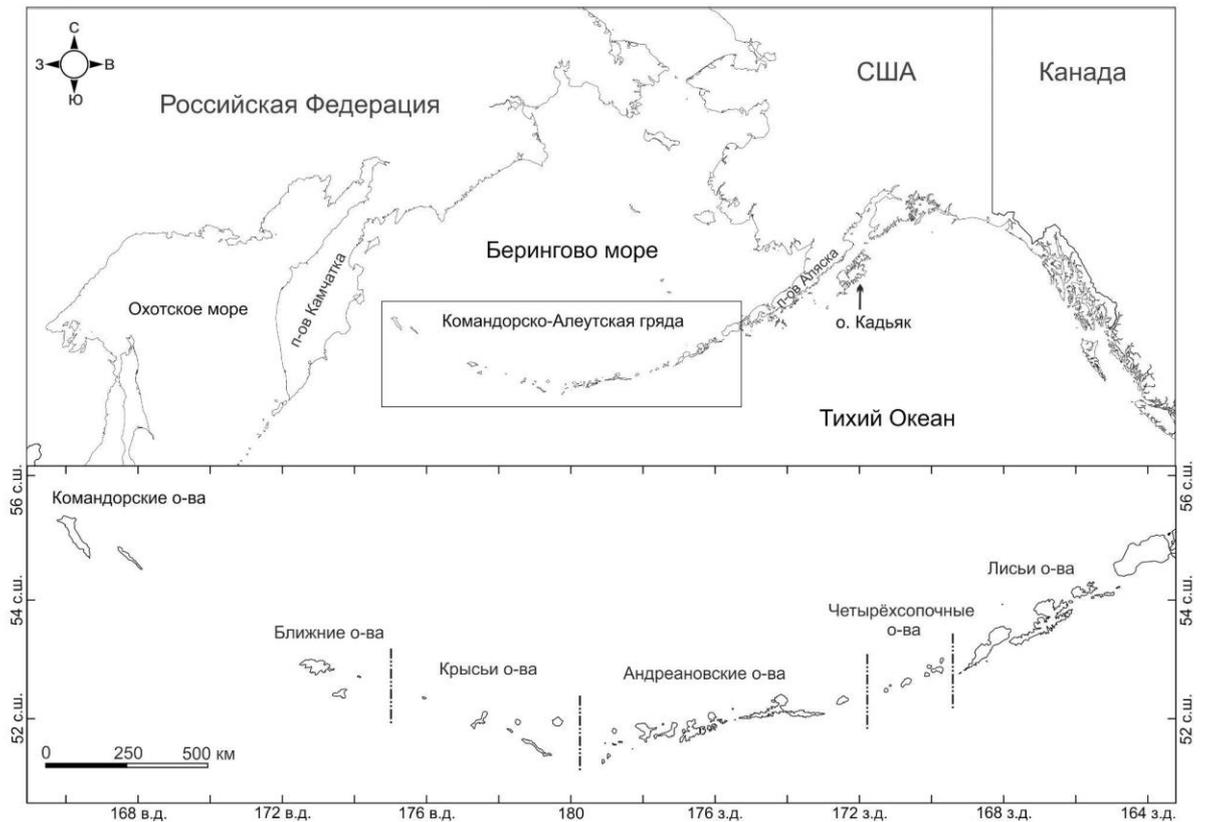


Рисунок 1.1 Карта района исследований. Отмечены основные географические объекты в регионе исследования и обозначены основные группы Командорско-Алеутской островной гряды. В тексте перечислены основные острова, входящие в каждую из обозначенных на карте групп островов. Линиями с точками отмечены глубокие проливы, разделяющие группы островов.

### 1.1 Физико-географические особенности Командорско-Алеутской островной гряды

Командорско-Алеутская островная гряда — это океаническая островная дуга, протянувшаяся от п-ова Камчатка на западе до п-ова Аляска на востоке (Рис. 1.1). В литературе термин “Алеутские о-ва” иногда используют для обозначения той части гряды, которая относится к Соединенным Штатам Америки (США) и не включает Командорские о-ва, относящиеся к территории Российской Федерации. Однако эта граница исключительно административная, поскольку с точки зрения геологии, острова имеют общее происхождение и

относятся к одной вулканической дуге. В данной работе под названием “Алеутские о-ва” и “Алеутская островная дуга” мы будем иметь в виду всю островную гряду, если иное не указывается. Острова расположены в пределах нескольких градусов широты - между  $51^{\circ}$  и  $55^{\circ}$  с.ш., и более чем 30 градусов долготы — между  $165^{\circ}$  в.д. и  $163^{\circ}$  з.д. Протяженность гряды более 2000 км от самого западного мыса о. Беринга до самой восточной части о. Уникама. Из всех островов и скал архипелага географические названия имеют 110 островов (Зубкова, 1948). Все острова разделены на группы, которые в большей степени обусловлены очередностью открытия островов, чем их физико-географическими особенностями или геологической историей. Всего выделяется пять групп островов с востока на запад: Лисьи (43 острова), Андреановские (46), Крысьи (11), Ближние (10), Командорские (4) (Рис. 1.1; Зубкова, 1948).

Острова разделены между собой разнообразными по ширине и глубине проливами: в восточном секторе преобладают узкие и мелкие проливы между островами, а в западном - широкие и глубокие (Favorite et al., 1976). Самый глубокий пролив отделяет Командорские о-ва и п-ов Камчатка, его глубины достигают 4400 м, а ширина пролива около 170 км. Командорские о-ва отделены от следующей за ними группы Ближних о-вов проливом шириной около 340 км. В том числе в связи с удаленностью Командорских о-вов их иногда не включают в группу Алеутских островов, именно по этому проливу проходит линия перемены дат. Другие наиболее широкие проливы, являющиеся важными географическими барьерами, разделяют группы Ближних и Крысьих о-вов — пролив Булдырь, Крысьих и Андреановских о-вов - пролив Амчитка, Андреановских и Лисьих о-вов - пролив Амукта (Garrouette et al., 2018). Ширина Исаноцкого пролива, отделяющего Алеутские о-ва от п-ова Аляска 2,5 км и глубина 13 м (Булочникова, 2013).

Гидрометеорологические особенности Берингова моря, омывающего острова Командорско-Алеутской гряды с севера, оказывают заметное влияние на климатические закономерности, геологические и геоморфологические процессы в регионе. Движение воздушных масс над бассейном определяется взаимодействием Алеутского минимума, Северотихоокеанского максимума и Сибирского антициклона, наиболее выраженным в зимние месяцы. В течение всего года акватория моря характеризуется высокой волновой активностью. Годовая сумма баланса тепла на поверхности моря, в основном, отрицательная в связи с активными процессами потери тепла. Восполнение недостатка происходит за счет поступления теплых тихоокеанских вод через проливы Алеутских о-вов. Приливный режим на островах неправильного суточного типа (на восточных островах преобладают полусуточные составляющие, а на западных и центральных - суточные), наибольшая величина составляет около 2 м (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1999). Припайные льды образуются в

заливах и закрытых бухтах с сентября по июнь; плавучие льды не опускаются ниже 56° с.ш. в центральной части Берингова моря, не достигая, таким образом, центральных островов гряды. Соленость моря отличается в зависимости от глубины: наименьшая в поверхностной части около 32‰ и максимальная у придонных водных масс около 34‰. формирование береговой линии на восточных островах гряды в большей степени определяется современной вулканической активностью, в то время как в западной части обусловлена разрывными дислокациями и волновым воздействием (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1999). С южной стороны на острова гряды влияют воздушные массы, приходящие со стороны более теплого Тихого океана (Rodionov et al., 2007). Влияние тихоокеанских воздушных масс более выражено в летний период.

Геологические особенности Командорско-Алеутской гряды изучены фрагментарно, с большим вниманием к геологии отдельных островов и существенным преобладанием исследований вулканизма (Зубкова, 1948; *Geology of Unalaska Island...*, 1949; Byers, 1959; Black R., 1974, 1976, 1980; Jordan, 2001; Barclay et al., 2009). Гряда, по большей части, начала формироваться в среднем эоцене около 46 млн лет назад (л.н.) (Jicha et al., 2006). Алеутская вулканическая дуга возникла в результате субдукции Тихоокеанской плиты под Североамериканскую (Miller et al., 1998). Структурно дуга состоит из нескольких крупных блоков с различной подвижностью относительно друг друга и по вертикали. С точки зрения геоморфологии, вдоль всей гряды можно выделить два субширотных района, которые формировались в результате различных процессов: северный, с отдельными высокими формами рельефа в результате вулканической активности и южный, с преобладанием низких и вытянутых форм рельефа в результате тектонических движений (Булочникова, 2013). У Командорских и Ближних о-вов нет в строении внутренней вулканической дуги, по своему типу это складчатые острова, возникшие в результате процессов субдукции (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1999). Современный облик Алеутских о-вов сформировался в результате нескольких этапов извержений: позднепалеоцен-эоценового (~ 55 млн л.н.), позднеолигоцен-раннемиоценового (~ 25–20 млн л.н.), плиоценового (5.3-2.6 млн л.н.) и четвертичного (с 2.6 млн л.н.) (Шмидт, 1975). Основные породы представляют собой продукты вулканических извержений или четвертичного осадконакопления (Зубкова, 1948).

Основной обзор вулканов, активных в историческое время, собран в статье Миллера с соавт. (Miller et al., 1998), результаты которой постепенно уточняются в рамках работы Глобальной программы вулканизма (Global Volcanism Program) Смитсоновского института. У вулканов Алеутской островной дуги можно встретить разнообразный состав магмы и разные типы извержений, только для части из которых известно время извержения. Основная часть

активных вулканов сосредоточена в восточной части гряды (Black, 1980; Miller et al., 1998). Наиболее высокие вулканы достигают 2000-3000 м, остальные вулканы имеют высоту ниже 2000 м. Вулкан Шишалдина (о. Унимак) и Акутан (о. Акутан) считаются одними из самых активных в историческое время вулканов (Brown et al., 2015). Все этапы извержений оказали влияние на ландшафты островов, на которых происходили извержения и на которые попадали продукты извержений.

Другим важным процессом, который повлиял на облик островов было висконсинское оледенение (90000–20000 л.н.), в результате которого на многих островах остались моренные и флювиогляциальные комплексы из суглинков, валунов и гальки (Black, 1974; 1980). Степень оледенения и время схода ледников вдоль Командорско-Алеутской гряды изучены фрагментарно (Persico et al., 2019). Время схода ледников на самых восточных островах гряды оценивают примерно в 12000–10000 л.н. (Black, 1976; Persico et al., 2019). Начало торфообразования на некоторых островах гряды также связывают с возможным временем сокращения ледникового покрова (Heusser, 1973, 1978, 1990; Black, 1976). На отдельных островах изучена магнитуда изменения ледникового покрова во время неогляциала, охватывающего период 4500–2700 л.н. (Black, 1976; Barclay et al., 2009). Ледники в это время могли опускаться на 1-2 км вниз в горные долины (Thorson, Hamilton, 1986). Малый ледниковый период (820–680 л.н.), в наибольшей степени повлиявший на движение ледников в южной части Аляски (Barclay et al., 2009), слабо изучен в пределах Алеутских о-вов (Persico et al., 2019).

Одним из процессов, определивших ландшафтные особенности береговых экосистем Командорско-Алеутской гряды в голоцене, было изменение уровня моря, которое было изучено лишь на отдельных островах гряды (Black, 1980; Razjigaeva et al., 2004). Динамика береговой линии Алеутских о-вов и уровня моря в течение голоцена не представлена в виде единой и непротиворечивой модели (Black, 1980; Jordan, 2001). Тектонически островная дуга устроена очень сложно и разбита на множество отдельных блоков, движение которых сложно коррелировать для создания единой модели динамики после последнего оледенения. Эвстатическое увеличение уровня моря происходило минимум до 5000 л.н., по мере сокращения крупных ледниковых массивов, однако происходило неравномерно по всему бассейну Берингова моря. В восточной части региона в районе п-ова Аляска, тектонические движения играли незначительную роль в формировании береговой линии в течение голоцена (Jordan, 2001). На западных островах изменение уровня моря происходило более неоднородно в связи с большей, чем на восточных островах активностью тектонических процессов (Black, 1974). Согласно немногочисленным исследованиям с грубым радиоуглеродным датированием,

уровень Берингова моря повышался с начала голоцена и достиг современной отметки около 11000 л.н. в западной части п-ова Аляска, около 8300 л.н. на о. Умнак, около 7500 л.н. на о. Адак, около 6500 л.н. на о. Амчитка, около 5000 л.н. на о. Атту. По отдельным датам, в том числе, известно, что на многих островах гряды в течение среднего голоцена уровень моря был выше современного на 2-3 м, после чего постепенно снижался до современных значений в течение последних 4000-3000 лет (Black, 1974).

Все острова от группы Командорских на западе до Лисьих на востоке располагаются в пределах около 4 градусов широты (51°–55° с.ш.). Климат на островах можно охарактеризовать как океанический, в котором в среднем холоднее, чем на материке в тех же широтах, влажнее и менее выражена сезонность (Weigelt et al., 2013). На островах преобладают туманы, часты шторма, высокая облачность в течение года, относительно высокое количество осадков (Зубкова, 1948). Разница между максимумом летних и зимних температур составляет около 15°C (Крестов, 2004). Не для всех островов существует доступная информация об основных климатических показателях, измеренная на климатических станциях. Тем не менее, по отдельным данным можно заметить, что существует некоторая разница средних температур вдоль всей гряды: о. Беринга (среднегодовая температура (Г) 2,1°C, средняя температура теплого месяца (Т) 10,5°C, средняя температура холодного месяца (Х) -4,0°C), о. Медный (Г 2,8°C, Т 10,6°C, Х -2,4°C), о. Атту (Г 3,8°C, Т 10,3°C, Х -1,0°C), о. Амчитка (Г 3,7°C, Т 8,8°C, Х -0,3°C), о. Адак (Г 4,7°C, Т 10,7°C, Х 0,4°C) (Крестов, 2004), о. Уналашка (Г 4,5°C, Т 14,8°C) (Talbot et al., 2010б). Годовое количество осадков также отличается по островам: о. Беринга – 470 мм (Крестов, 2004), о. Медный – 788 мм (Крестов, 2004), о. Атту – 1337 мм (Крестов, 2004), о. Амчитка – 906 мм (Крестов, 2004), о. Адак – 1300 мм (Bailey et al., 2018), о. Уналашка – 1458 мм (Talbot et al., 2010б). Число солнечных дней в году строго не учтено, однако по разным наблюдениям значительно ниже, чем на прилегающих к гряде материках. Температурный режим и режим осадков в большей степени зависят от направления движения воздушных масс и синоптических процессов в течение года (Гидрология и гидрохимия морей..., 1999). Безморозный период на Командорских о-вах составляет 127–139 дней (Шоба, Иванов, 2011). Снежный покров формируется глубиной около 80 см, а в отдельных пониженных элементах рельефа глубина может достигать 10 м (Пономарева, Исаченкова, 1991). Вечная мерзлота на всех островах гряды отсутствует.

Почвы Командорско-Алеутской гряды изучены неравномерно: детально изучены процессы почвообразования на Командорских о-вах (Иванов и др., 2002; Razjigaeva et al., 2004; Шоба, Иванов, 2011; Иванов, Орлова, 2013, 2014), однако для остальной части архипелага существует лишь несколько работ (Nybakken, Reeder, 1965; Everett, 1971; Ping et al., 1998)

сделанных, в основном, на о. Амчитка (центральная часть гряды), также несколько работ были посвящены особенностям почв в связи с археологическими памятниками (Misarti et al., 2011) или влиянием морских птиц (Maron et al., 2006). Характерными особенностями многих описанных почв является высокое количество слабо разложившегося растительного материала и наличие высокого участия минеральной части преимущественно вулканического происхождения. В целом, для островов в холодном океаническом климате характерно сочетание процессов аккумуляции органического вещества и активного вымывания и накопления в иллювиальных горизонтах, преобладает альфегумусовый процесс с коротким путем миграции альфегумусовых соединений (Ивлев, 1965; Шоба, Иванов, 2011). По большей части, он происходит на дериватах разнообразных вулканических пород и приводит к формированию почв по типу подбуров или подзолов, имеющих схожие химические свойства (Пономарева, Исаченкова, 1991; Шоба, Иванов, 2011). Почвы на американской части Алеутских о-вов классифицируют как андосоли с подповерхностными аллювиальными горизонтами (Ping et al., 1998), что соответствует особенностям почв Командорских о-вов (Geology of Unalaska Island..., 1961). Наличие в почвенных профилях одновременно грубогумусового и сухоторфяного горизонтов делает почвы непохожими на материковые на всей протяженности гряды. Торфяники и гидроморфные типы почв занимают наиболее равнинные участки и понижения (Шоба, Иванов, 2011). Торфяные отложения гряды описаны относительно подробно только в одной работе Иванова и Орловой (2014), посвященной Командорским о-вам, где указаны мощности и цветовые характеристики торфа разных типов болотных массивов. Ботанический состав и химические особенности торфа на островах не были изучены.

Таким образом, общие почвообразовательные процессы вдоль островной гряды сходны, однако необходимо учитывать различие локальных особенностей в разных секторах гряды, например, активности вулканических процессов и количества годовых осадков. Также стоит отметить, что из-за высокого разнообразия почвообразующих пород вдоль гряды и даже в пределах одного острова минералогический состав мелкозема почв также значительно отличается.

Заключение: острова Командорско-Алеутской гряды протянулись на более чем 2500 км от п-ова Камчатка до п-ова Аляска. В состав архипелага входит как минимум 110 островов и множество небольших островов и скал. Крупные и глубокие проливы между группами островов выступают географическими барьерами для распространения вдоль гряды наземных животных и растений. Регион сформировался в результате активных тектонических и вулканических процессов, которые вдоль гряды проявляются в разной степени активности. В голоцене в западном секторе гряды более активными были тектонические процессы, а в восточном –

вулканические. Уровень моря после последнего оледенения также изменялся нелинейно и достиг современных значений в начале голоцена на восточных островах, к 5000–4000 л.н. – на западных. На островах преобладает океанический климат с небольшой годовой разницей между самым холодных и теплым месяцами, мягкими зимами, коротким вегетационным сезоном, высокой облачностью, высоким количеством годовых осадков, числом облачных дней, туманов. В почвах отсутствует вечная мерзлота и преобладают процессы накопления органического вещества вместе с активным вымыванием и выщелачиванием в нижележащие горизонты.

## **1.2. Флора и растительность Командорско-Алеутской гряды**

### **Флора островов Командорско-Алеутской гряды**

Ботанические исследования Алеутских о-вов были немногочисленны в связи с усложненной транспортной доступностью региона и относительно суровыми погодными условиями. Первые объединенные данные о флоре островов были сделаны Татеваки и Кобаяши (Tatewaki, Kobayashi, 1934), которые посещали острова Атту, Амчитка, Атка, Умнак и Уналашка между 1929 и 1931 годами. На тот момент им удалось определить 244 вида сосудистых растений и выделить несколько десятков типов растительных сообществ. Шведский ботаник Эрик Хультен посетил в 1932 году Алеутские о-ва и собрал обширный гербарный материал (Hulten, 1937). Результаты работ Хультена и Татеваки и Кобаяши были обобщены в энциклопедическом издании, посвященном особенностям природы и местного населения островов, включающем ключи-определители для растений и птиц (The Aleutian Islands..., 1945). Опубликованный флористический список состоял из 480 видов сосудистых растений. Позднее Хультен продолжил свои исследования, посетив в общей сложности 13 островов гряды и обобщив материал в обширную монографию по флоре Аляски (Hulten, 1960; 1968). Издание содержало в себе краткую историю изучения региона, особенности флоры и растительности, а также карту распространения всех обнаруженных видов в пределах штата Аляска. Флора Алеутских о-вов, по результатам этих исследований, была дополнена до 530 видов сосудистых растений. В дальнейшем, работы преимущественно касались изучения флоры отдельных островов гряды: Амчитка (Shacklette et al., 1969; Amundsen, Clebsch, 1971), Булдырь (Byrd, 1984), Адак (Hein, 1976); Атту (Talbot, Talbot, 1994) и Уналашка (Golodoff, 2003; Talbot et al., 2010b). В частности, на центральных островах были обнаружены виды, для которых ранее в

этой части региона существовал разрыв в ареале. Для некоторых видов была пересмотрена таксономическая принадлежность.

По последним данным, объединяющим флористические списки по 13 самым исследованным островам, в пределах Командорско-Алеутской гряды встречается 520 видов сосудистых растений из 231 рода и 69 семейств (Garroutte et al., 2018). Самые представленные в видовом отношении семейства Алеутских о-вов (в скобках указано число видов): Poaceae (64), Asteraceae (40), Cyperaceae (32), Brassicaceae и Rosaceae (27), Caryophyllaceae (25), Ranunculaceae (24), Saxifragaceae (22) (Garroutte et al., 2018). Для сравнения, на Командорских о-вах семейства располагаются в следующем порядке от наиболее богатых видами: Poaceae (48), Cyperaceae (39), Asteraceae (39), Caryophyllaceae (24), Ranunculaceae (24), Rosaceae (20), Ericaceae (19), Brassicaceae (18) (Мочалова, Якубов, 2004). На Алеутских о-вах наиболее представлены рода (в скобках указано число видов или подвидов): *Carex* (26), *Ranunculus* (15), *Poa* (13), *Salix* (11), *Luzula* и *Saxifraga* (10) (Garroutte et al., 2018). На Командорских о-вах рода распределены схожим образом: *Carex* (34), *Salix* (15), *Saxifraga* (13), *Poa* (12), *Ranunculus* (11), *Luzula* (8), *Stellaria* (8). Доминирование по числу видов семейств Poaceae, Asteraceae и Cyperaceae считается отличительной особенностью бореальных флор (Юрцев, 1966; Толмачев, 1986). В отличие от остальных бореальных сообществ, на островах гряды отсутствуют виды деревьев и крупных кустарников. Преобладание видов родов *Carex* и *Salix* обычно для бореальных и умеренно-арктических флор. Относительно высокое участие видов родов *Saxifraga* и *Ranunculus* характерно для флор высокогорий (Юрцев, 1966; Толмачев, 1986).

Большинство видов сосудистых растений на Алеутских о-вах имеет американское происхождение, виды циркумполярного и азиатского происхождения принимают сходное участие в составе флоры (Garroutte et al., 2018). Видовой состав на островах тесно связан с размерами острова во время последнего оледенения, максимальной высотой острова, площадью и удаленностью острова от материков и соседних островов (Garroutte et al., 2018). В последнее оледенение ледники на некоторых островах достигали уровня моря, и после начала их таяния, виды практически заново заселяли острова (Hulten 1968). Многие циркумполярные аркто-альпийские виды встречаются в западной и восточной частях архипелага, но отсутствуют на центральных (Hulten, 1968; Golodoff, 2003). Не исключено, что существовали отдельные рефугиумы, где сохранялась растительность, однако убедительных доказательств этого пока не найдено. Основные способы и пути распространения видов растений на островах Командорско-Алеутской гряды собраны в таблицы диссертационной работы по биогеографии флоры сосудистых растений региона Берингова моря (McCord, 1980). Сведения взяты из обзорной монографии по распространению растений всего мира (Ridley, 1930) и флоры Аляски (Hulten,

1968). Эти данные позволяют иметь представление о том, как именно отдельные таксоны расселялись по Алеутским о-вам, однако стоит учитывать преимущественно теоретический характер данных обобщений.

Взгляд на ботанико-географическую приуроченность островов Командорско-Алеутской гряды и связь флор Командорских и Алеутских о-вов претерпевал значительные изменения (Tatewaki, Kobayashi, 1934; Тахтаджян, 1978; Васильев, 1957; Hulten, 1960; Юрцев, 1966). Лишенную эндемичных семейств и родов флору островов гряды относят к Голарктическому царству и, в целом, считают сравнительно молодой в связи с низким уровнем эндемизма и преобладанием неспециализированных таксонов имеющих широкое распространение. На Командорских о-вах отмечен один эндемичный вид - *Potentilla beringii* (лапчатка Беринга), на Алеутских о-вах его, вероятно, описывали как *P. hyparctica* Malte (Hulten, 1968; Мочалова, Якубов, 2004). Среди эндемичных сосудистых растений Алеутских о-вов называют *Artemisia insulana*, *Cerastium aleuticum*, *Potentilla beringii*, *Taraxacum carneocoloratum*, *Saxifraga aleutica* (Крестов, 2004). Папоротник *Polystichum aleuticum* также считается эндемиком Алеутских о-вов, его относят к находящимся под угрозой исчезновения, поскольку несколько его популяций существует только на о. Адак (Talbot et al., 1995).

В более ранних работах флору островов Командорско-Алеутской гряды относили к Командорско-Алеутскому району Камчатской провинции Бореальной флористической области в связи с большим сходством флоры Командорских о-вов с Алеутской, чем с флорами п-ова Камчатка или Курильских о-вов (Шмидт, 1975). Однако в результате более детальных исследований стало известно, что флора Командорских о-вов включает преимущественно виды флор из древнего Восточноазиатского океанического центра распространения и виды из молодого Берингийского флористического центра распространенные во всей Северной Пацифике (Крестов, 2004). То есть большая часть видов на Командорских о-вах встречается на Камчатке и только 2.6% видов имеют североамериканское происхождение и не проникают дальше в Азию (Крестов, 2004). Доводы в пользу бореального характера флоры сделаны на основе анализа флор на предмет присутствия бореальных и арктических видов, а отсутствие на островах древесной растительности отражает субарктический характер флоры (Крестов, 2004). По последним данным, флору Командорских о-вов относят к океаническому сектору субарктической ботанико-географической зоны, для которого характерна мезо- и микротермная растительность, способная существовать при недостатке тепла (Крестов, 2004), что позволило включить обе, указанные выше, особенности флоры. По-видимому, флора американской части Алеутских о-вов имеет схожую классификацию.

Отдельный вопрос касается флористического сходства о-вов Северной Пацифики. Хультен (Hulten, 1937) определил территорию, включающую северную часть Берингова моря и Алеутские о-ва как центр единообразной, прогрессивной группы растений. Некоторые дальнейшие исследования предлагают флористическую схожесть между этими двумя группами островов из-за океанического влияния и относительной географической близости (Hulten, 1937, 1960). С точки зрения климатических условий, Алеутские о-ва и острова северной части Берингова моря подвержены постоянному действию сильных ветров и осадков, и поэтому одинаково безлесны (Talbot et al., 2010б). Однако более поздние работы показали, что, как минимум, западные Алеутские о-ва флористически не схожи с Северными о-вами, в том числе в связи с отсутствием на последних видов азиатского происхождения (Garrouette, Ickert-Bond, 2013). То есть в пользу схожести островов свидетельствуют географическая близость и климатическое сходство регионов, однако из-за разницы флористического состава объединение их в единую группу остается под сомнением.

#### **Современная растительность островов Командорско-Алеутской гряды**

На островах Командорско-Алеутской дуги полностью отсутствуют деревья, а кустарники встречаются на самых восточных островах в наиболее защищенных от действия ветра местообитаниях (Hulten, 1968) или вдоль рек (о. Беринга) (Мочалова, Якубов, 2004). Исключением являются искусственные насаждения *Picea sitchensis* на островах Амакнак, Шемья и Уналашка (The Aleutian Islands..., 1945; People at the end..., 2010). Наиболее высокие растительные сообщества представлены крупно кустарниковыми ивняками, березнячками, рябиновыми и разреженно рябиновыми зарослями (Зубкова, 1948). Отсутствие лесов, распространенных континентально на широте Командорско-Алеутской гряды, объясняется различными возможными причинами. Наиболее убедительной является недостаток летнего тепла (короткий вегетационный период, высокая облачность и частые туманы), который никак не компенсируется мягкими зимами и относительно высокой среднегодовой температурой (Зубкова, 1948; Environment of Amchitka Island..., 1977). По тем же причинам эффективное половое размножение многих видов растений на островах затруднено, в результате чего преобладает вегетативное размножение (Amundsen, McCord, 1982; Forbes, Jefferies, 1999). Таким образом, максимальная высота растительности около 100-150 см в самых защищенных от ветра местообитаниях. На открытых местообитаниях максимальная высота растительности редко достигает 50-75 см (Зубкова, 1948). Во многих местообитаниях, особенно высоко над уровнем моря, преобладает более низкая растительность.

На данный момент не существует единой классификации растительности островов Командорско-Алеутской гряды, несмотря на ряд работ, посвященных как отдельным островам, так и растительности архипелага в целом (Tatewaki, Kobayashi, 1934; *The Aleutian Islands...*, 1945; Hulten, 1968; *Environment of Amchitka Island...*, 1977; Byrd, 1984; Talbot, Talbot, 1994; Talbot et al., 2010б). Представление о растительности можно также получить из геоботанических работ на Шумагинских о-вах, не относящихся к Командорско-Алеутской гряде и расположенных южнее и ближе к заливу Аляска, (Daniels et al., 1998, 2004). Многие исследователи сходятся на том, что разнообразие растительных сообществ определяется сложным топографическим градиентом, который проявляется даже на относительно низких островах (*Environment of Amchitka Island...*, 1977; Byrd, 1984). С высотой над уровнем моря изменяются показатели почвенной влажности и особенности почвообразовательных процессов (*The Aleutian Islands...*, 1945; Hein, 1976; Talbot, Talbot, 1994; Talbot et al., 2010б). Разнообразие микрорельефа приводит к формированию высокой мозаичности растительных сообществ даже на склонах за счет неравномерного воздействия ветра и, как следствие, распределения снегового покрова в течение зимнего времени (Hulten, 1960, 1968; Byrd, 1984). В результате, в защищенных от ветра низинах могут расти более высокие растения, почки которых зимой не будут подвергнуты промерзанию.

В целом, можно выделить три основных типа растительных группировок по топографическому градиенту: растительность маршей и пляжей (beaches, marshes, coastal meadows), растительность понижений (низкая тундра, lowland tundra) и растительность относительно высоких над уровнем моря территорий (высокая тундра, upland tundra). Внутри этих типов выделяют сообщества разного синтаксономического разрешения. Почвы вдоль этого топографического градиента также отличаются как по режиму локального увлажнения, так и по содержанию в них азота, углерода, фосфора и катионной емкости (Daniels et al., 2004). Выделенные типы можно проследить вдоль всей Командорско-Алеутской гряды, при этом конкретные растительные сообщества могут отличаться, в том числе в связи с особенностями флор отдельных островов.

**Растительность маршей и пляжей.** Сообщества прибрежных пляжей, маршей и лугов вдоль Алеутских о-вов сходны между собой и подобными местообитаниями п-ова Аляска и других островов Северной Пацифики (Shacklette et al., 1969; Talbot, Talbot, 1994; Daniels, 1998; Talbot et al., 2004). Среди восточного сектора Командорско-Алеутской гряды доступны данные о растительности о. Уналашка, одного из самых крупных и флористически богатых островов гряды (Talbot et al., 2010б; Garroutte et al., 2018). На острове выделяют сухие прибрежные луга,

включающие в себя две группировки растительных сообществ (Talbot et al., 2010б). Пляжные луга *Honckenya peploides* распространены вдоль песчаной береговой линии. В них доминируют мясистые травы галофиты, в первую очередь *Honckenya peploides*, и в небольшом количестве участвует *L. mollis*. Вторая группировка - луга с преобладанием *L. mollis*, встречается по песчаным дюнам вдоль побережья и, в целом, выше над уровнем моря сообществ пляжных лугов. В сообществах доминируют граминоиды (*L. mollis*) и травы (*Lathyrus japonicus* var. *maritimus*). Марши и пляжи отличаются от других типов растительных сообществ чуть большим количеством органики в почвах и числом видов (Talbot et al., 2010б). В центральной части гряды, на островах Адак и Амчитка, вдоль побережья также выделяют эти две группировки сообществ (Hein, 1976; Environment of Amchitka Island..., 1977). В более близких к морю сообществах пляжей зачастую встречается только *Rumex acetosella*, распространенный вдоль всей Командорско-Алеутской гряды и побережья Аляски. В более удаленном от берега поясе с *H. peploides* характерно участие *Equisetum arvense*, и как на о. Уналашка, *Senecio pseudoarnica*. В прибрежных сообществах о. Амчитка также выделяются места рядом с поселениями древних алеутов, содержащие большое количество остатков раковин моллюсков; на них отмечена *Urtica lynllii*. Наиболее подробно растительность морских побережий описана на о. Атту, одном из самых западных из Алеутских о-вов, где также выделяют схожие группы сообществ (Talbot, Talbot, 1994). Прибрежные сообщества Командорских о-вов представлены разнотравно-злаковыми лугами с *L. mollis*, а также *Angelica gmelinii*, *Arctopoa eminens*, *Ligusticum scoticum*, *Poa macrocalyx* и видов разнотравья, участие которых уменьшается к берегу (Крестов, 2004). В целом, сообщества морских побережий в наибольшей степени отражают сходство флор Северной Пацифики.

**Низкая тундра.** Следующий из трех основных типов растительных группировок - сообщества понижений. В восточной части Командорско-Алеутской гряды к таким сообществам относят луга во влажных местообитаниях, влажные луга у основания крутых склонов, заросли листопадных кустарников (Talbot et al., 2010б). К влажным лугам относят три варианта сообществ, обитающих в условиях повышенного увлажнения или небольшого переувлажнения. Луга *Athyrium filix-femina* - *Calamagrostis nutkaensis* с участием *Carex macrochaeta*, *Chamerion angustifolium*, *Festuca rubra*, *Geranium erianthum*, *Heracleum maximum* и *Polypodium glycyrrhiza* встречаются на наиболее пологих склонах, на небольшой высоте и слабо кислых почвах. В сообществах доминируют папоротники и злаки. Луга с доминированием *Athyrium filix-femina* - *Aconitum maximum*, со стабильным участием *Chamerion angustifolium*, *Claytonia sibirica* и *Heracleum maximum* встречаются выше над уровнем моря на относительно

пологих горных склонах. В таких сообществах доминируют папоротники и разнотравье, участие злаков снижается, по сравнению с предыдущими лугами, почвы кислые и наиболее богаты кальцием и основаниями. Выше и на склонах с более сильным уклоном встречаются луга с доминированием *Erigeron peregrinus* - *Thelypteris quelpaertensis* и постоянным участием *Achillea millefolium*, *Anemone narcissiflora*, *Artemisia arctica*, *Calamagrostis nutkaensis*, *Coptis trifolia*, *Erigeron peregrinus*, *Geranium erianthum*, *Polygonum viviparum* и *Trientalis europea*. Растения этих сообществ наименее высокие во всей группе влажных лугов, сообщества встречаются на средних и средне-высоких более крутых склонах. Сообщества отличаются от других типов преобладанием разнотравья, высоким участием злаков и осок, высоким увлажнением, очень кислыми почвами и относительно высоким числом видов. Отдельно выделяют луга в основании крутых склонов, поскольку в течение зимы в этих условиях накапливается наиболее глубокий слой снега. В сообществе доминируют *Carex nigricans*, *Coptis trifolia*, *Erigeron peregrinus*, *Hippuris montana* и *Salix arctica*. Почвы под этими сообществами переувлажненные и очень кислые. Заросли листопадных кустарников встречаются в основании защищенных от действия ветра горных долин. В них доминируют *Salix barclayi* высотой до 2 м, *Calamagrostis canadensis* и *Sanguisorba canadensis*. Почвы под такими сообществами средне кислые и переувлажненные (Talbot et al., 2010б). На о. Адак к местообитаниям, расположенным относительно невысоко над уровнем моря относятся долины и отдельные понижения, включающие небольшие водоемы и озера, а также их берега (Hein, 1976). В наиболее влажных частях преобладают виды рода *Sphagnum*, осоки и лишайники, а в наиболее сухих участках этих территорий преобладают злаки. Встречаются также *Aconitum maximum*, *Anemone narcissiflora*, *Epilobium alpinum*, *Geum calthifolium*, *G. pentapetalum*, *Heraclium lanatum*, *Montia sibirica*, *Parnassia kotzebuei*, *Pedicularis chamissonis*, *Pinguicula vulgaris*, *Streptopus amplexifolius* и разные виды Orchidaceae. На о. Амчитка сообщества понижений описывают как континуум от наиболее переувлажненных местообитаний и временных водоемов с доминированием *Juncus arcticus*, *Alopecurus aequalis* и *Sparganium hyperboreum* до наиболее сухих в этом ряду лугов с *Empetrum nigrum*, осоками и *Calamagrostis nutkatensis* (Environment of Amchitka Island..., 1977). Отдельные сообщества, которые также можно отнести к низкой тундре, описаны в ходе изучения прибрежной растительности о. Атту (Ближние о-ва) с участием *Athyrium filix-femina* и *Streptopus amplexifolius* на глинистых обрывах (Talbot, Talbot, 1994). Преобладание лугов в относительных понижениях с избыточным увлажнением описано и для о. Шемя (Ближние о-ва), относящегося к самым западным Алеутским о-вам (Causey et al., 2010). Среди описанных растительных ассоциаций на Командорских о-вах есть те, которые не отмечены для Алеутских о-вов: разнотравно-крупнотравные луга и прирусловые ивняки на дренированных почвах

(Крестов, 2004). В защищенных от ветра оврагах и понижениях на о. Беринга встречаются сообщества с доминированием *Rhododendron aureum* и *Sorbus sambucifolia* (Крестов, 2004). В целом, растительность понижений на всей протяженности гряды отличается относительной высотой покрова и высоким увлажнением местообитаний.

**Высокая тундра.** Высокая тундра на о. Уналашка напрямую по высоте не выделяется, однако состав сообществ на относительно высоких склонах, подверженных воздействию ветра, заметно отличается от растительности низких тундр и маршей в связи с преобладанием вересковых кустарничков (Talbot et al., 2010б). Три основных группы сообществ сменяют друг друга по мере увеличения высоты, почвы под ними хорошо дренированы. *Linnea borealis* - *Empetrum nigrum* сообщества включают *Calamagrostis nutkaensis*, *Vaccinium uliginosum* и *Achillea borealis*, распространены на более низких склонах с выпуклой поверхностью. На высоких крутых склонах распространены *Phyllodoce aleutica* сообщества с участием *Empetrum nigrum* (вороника), *Salix arctica*, *Calamagrostis nutkaensis*, *Erigeron peregrinus*, самые богатые видами тундровые сообщества. На вершинах гребней распространены сообщества *Vaccinium uliginosum* - *Thamnia vermicularis*, в растительном покрове которых доминирует *Empetrum nigrum*. В этих сообществах в среднем, наиболее высокое участие лишайников (Talbot et al., 2010б). На о. Адак выделяют сообщества склонов холмов с хорошим дренажем, включающие различные злаки (*Calamagrostis canadensis*, *C. laponica*, *C. nutkaensis*, *Leymus mollis*, *Festuca rubra*, *Phleum alpinum*, *Poa arctica*, *P. trivialis* и *Trisetum spicatum*), *Empetrum nigrum*, *Salix arctica*, *Sphagnum* и гипновые мхи, покров которых становится менее плотным к вершинам холмов и горных склонов (Hein, 1976). Сообщества верхней тундры о. Амчитка также отличаются доминированием вороники, либо злаков, либо и вороники и злаков и лучшей дренированностью почвы (Environment of Amchitka Island..., 1977). Из злаков преобладают *Calamagrostis nutkaensis*, *Leymus mollis* и *Festuca rubra*, встречаются также несколько видов осок *Carex circinnata*, *C. lyngbyaei*, *C. macrochaeta* и других осоковых - *Juncus* sp. и *Luzula* sp.. Среди кустарничков, помимо вороники, в растительном покрове преобладают *Salix* sp. и *Vaccinium* sp. и *Loiseuria procumbens*. Кроме этого, около 3% площади о. Амчитка занимают сообщества преимущественно из одних только злаков расположенные по берегам постоянных озер, вдоль водотоков, над крутыми морскими скалами и на крутых склонах с относительно хорошо развитыми почвами. Такой растительный покров может достигать высоты 1 м (Environment of Amchitka Island..., 1977). Описание растительности о. Атту не затрагивало высокие склоны и хорошо дренированные почвы, но на нем описаны ассоциации *Vaccinium uliginosum*-*Empetrum nigrum*, характерные для высоких тундр других островов. В связи с

заболоченностью данных местообитаний, вместо злаков, в них доминируют различные виды осок (Talbot, Talbot, 1994). В наиболее высоких и хорошо дренированных местообитаниях соседнего о. Шемья также преобладают *Empetrum nigrum*, *Rubus chamaemorus*, *Cornus suecica*, *Vaccinium ovalifolium* (Causey et al., 2010). На о. Беринга кустарничковые тундры с доминированием вересковых в местообитаниях с относительно невысокой мощностью снегового покрова занимают почти 50% площади острова (Крестов, 2004). В целом, сообщества на склонах и в относительно хорошо дренированных условиях отличаются повышенным участием вересковых кустарничков и небольшой высотой растительного покрова.

Отдельно можно охарактеризовать сообщества переувлажненных местообитаний разной степени заболоченности, поскольку они могут мозаично встречаться не только в понижениях, но и, в связи с особенностями мезо- и микрорельефа высоко над уровнем моря, на отдельных выположенных поверхностях вдоль склонов (Environment of Amchitka Island..., 1977). Кроме того, они наиболее сильно отличаются по составу видов от всех остальных сообществ (Talbot et al., 2010б). Характерным их отличием является преобладание в составе покрова различных видов осок (Talbot, Talbot, 1994). Наиболее подробно эти группы сообществ изучены на Командорских о-вах, где описаны четыре основные группы экосистем (Крестов, 2004; Иванов, Орлова, 2014). Во многих из них преобладают виды *C. rariflora* и *C. lyngbyei*, различные виды сфагновых мхов, часто встречаются *Rubus chamaemorus*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium oxycoccos*, в некоторых *Arctanthemum arcticum*, *Pedicularis sudetica*, *Caltha palustris* и *Iris*. Ассоциация *Carex pluriflora* - *Plantago* на заболоченных территориях описана для о. Уналашка, в сообществах также преобладают виды осоковых - *C. lyngbyei*, *C. pluriflora*, *C. anthoxanthea* и *Eriophorum angustifolium*, регулярно встречаются *Plantago macrocarpa*, *Geum calthifolium*, *Selaginella selaginoides* и *Trientalis europea*. Почвы под этими сообществами наиболее влажные из всех сообществ, описанных на острове и сильно кислые (Talbot et al., 2010б). Сфагновые мхи в этих сообществах не преобладают, но вносят вклад в видовое разнообразие.

Были сделаны попытки, сопоставить растительность Алеутских о-вов с растительностью Аляски и включить их в единую классификацию (Viereck et al., 1992). Для Командорско-Алеутской гряды в неё вошли ассоциации, описанные в ряде работ по отдельным островам (Bank, 1953; Heusser, 1960; Hulten, 1960; Shacklette et al., 1969; Amundsen, Clebsch 1971; Everett, 1971; Environment of Amchitka Island..., 1977; Byrd, 1984). Авторы классификации разделяли растительность в несколько этапов: по доминирующей жизненной форме, по доминированию различных таксонов и по локальному увлажнению местообитаний. Работа позволяет получить представление о разнообразии растительности региона, об основных доминантах растительного покрова, а также выделить некоторые факторы, определяющие разнообразие растительности.

Данная классификация представляет характеристику некоторых местообитаний и дает возможность сравнить распространение различных ассоциаций на островах и на материковой территории Аляски. Стоит заметить, что в классификацию включены сообщества, описанные различными методологическими подходами. Обновленная классификация с картами распространения единиц классификации приведена в работе Боггса с соавторами (Boggs et al., 2016) и представляет собой переработанную и унифицированную классификацию 1992 года с учетом новых исследований и технологий, в том числе, с помощью дистанционного зондирования. В работе приведен подробный ключ для определения выделенных типов растительности, для крупных единиц растительности также указана их приблизительная площадь, приведены подробные характеристики с указанием на карте мест распространения. В данной классификации высоко мозаичная растительность Алеутских о-вов показана достаточно грубо, поскольку сделана по космическим снимкам с невысоким разрешением. Тем не менее, крупные ландшафтные единицы учтены и проиллюстрированы фотографиями.

Растительность островов Командорско-Алеутской гряды не соответствует зональной растительности своей широты, в связи с чем является уникальной, интразональной и отражает влияние океанического климата. В целом, большинство сообществ региона представляет собой разнообразные вариации “вороничниково-осоково-злаково-лишайниковых лугов”, которые занимают преобладающие площади на основной части островов гряды. Основной градиент, вдоль которого растительные сообщества сменяют друг друга в пределах острова – комплексный топографический, когда ряд условий меняется сопряженно с изменением высоты над уровнем моря.

### **История изучения долгосрочной динамики растительности Алеутских островов**

Первая попытка исследовать историю растительности Алеутских о-вов была предпринята в 1952 году (Anderson, Bank, 1952). Спорово-пыльцевой анализ двух образцов из отложения на о. Танага (Андреяновские о-ва) и одного из отложения на о. Уналашка (Лисьи о-ва) показал наличие как минимум двух радикальных смен растительных сообществ в течение голоцена. Спектры двух островов также имели видимые различия по соотношению относительного участия пыльцевых типов.

Впервые спорово-пыльцевая реконструкция динамики растительности на протяжении длительного периода была сделаны на о. Умнак. Отдельные отложения на одном острове отражали локальные особенности формирования растительных сообществ, что косвенно свидетельствует о незначительном участии в спектрах пыльцы дальнего заноса. Несмотря на многочисленные слои пепла, сообщества низкой арктической тундры преобладали на острове в

течение последних 5000 лет (Nybbaken, 1966). Благодаря данной работе удалось показать, что торфяные отложения с выраженными слоями пепла на Алеутских о-вах подходят для реконструкции растительности с помощью спорово-пыльцевого анализа .

По результатам исследования отдельных образцов из торфяников о. Амчитка (Крысьи о-ва), был сделан вывод, что в течение 9000 лет растительность на острове также никак не изменялась, несмотря ни на многочисленные вулканические извержения, ни в результате изменения климата (Everett, 1971). Даже если мозаичность растительных сообществ острова вокруг торфяников менялась на протяжении голоцена, спорово-пыльцевые спектры торфа оставались относительно стабильными по своему составу.

История растительности о. Умнак, охватывающая весь голоцен, была реконструирована в первой из череды палинологических работ Хойссера (Heusser, 1973). Хойссер объясняет произошедшие на о. Умнак смены растительности (в самом начале голоцена и около 3000 л.н.), в первую очередь, последовательными сменами климатических периодов (Heusser, 1973). На протяжении длительных промежутков времени спорово-пыльцевые спектры оставались стабильными и отражали растительные сообщества тундр во влажных условиях, также несмотря на наличие в торфе слоев пепла.

Более частые смены растительности происходили на о. Адак (Андреяновские о-ва), расположенном примерно в 600 км западнее-юго-западнее о. Умнак (Heusser, 1978). В спорово-пыльцевых спектрах Хойссер выделил пять пыльцевых зон отражающих чередование тундровых растительных сообществ в более сухих или более влажных условиях, которые по составу отличались от спектров о. Умнак (Heusser, 1978). На примере динамики растительности о. Адак Хойссер впервые обратил внимание на то, что не только изменение климата, но и выпадение пеплов в результате вулканических извержений, могло приводить к сменам растительных сообществ и уменьшать выраженность влияния климата на растительность.

По сравнению со спектрами указанных выше островов, в спектрах островов Атту и Атка было обнаружено более высокое содержание пыльцы вересковых кустарничков, преимущественно *Empetrum nigrum* (Heusser, 1990). При сопоставлении реконструкций на всех, изученных им, островах гряды Хойссер не обнаружил никаких ясных закономерностей в сменах растительных сообществ на протяжении голоцена (Heusser, 1990). Тем не менее, он выделил основные факторы, влиявшие на состав, распространение и динамику растительности: климат, почва, рельеф, вулканизм и сейсмическая активность в регионе. Вулканизм, по предположениям Хойссера, был наиболее значимым фактором, поскольку в торфяных колонках всех изученных островов содержались многочисленные слои пепла. Именно вулканизм сгладил

проявление в спорово-пыльцевых спектрах влияние климатических изменений на растительность.

Торфяное отложение на о. Адак было проанализировано повторно (Noguchi et al, 2018) с использованием торфяной колонки меньшей глубины. Торф также начал накапливаться в самом начале голоцена, после схода ледникового покрова. Спектры растительных сообществ схожи в обеих реконструкциях, но отчетливо выделяется меньше пыльцевых зон. При повторном анализе проводили подсчет большего числа пыльцевых зерен (Heusser, 1960; Noguchi et al., 2018), в результате чего были реконструированы менее резкие смены сообществ. Авторы объяснили смены растительности климатическими изменениями в регионе, в особенности колебаниями интенсивности воздействия ветра, степенью локального увлажнения и появлением на острове поселений древних алеутов (Noguchi et al., 2018). Впервые антропогенное воздействие рассмотрели как возможный фактор, определяющий динамику растительности Алеутских о-вов.

Ряд реконструкций был сделан на о. Санак (Лисьи о-ва), самом восточном из островов Командорско-Алеутской гряды. Время смен спорово-пыльцевых зон и состава фитоцитов (кремниевые частицы, образующиеся в растениях в процессе жизнедеятельности) совпали (Maschner et al., 2009; Wilbur, 2013), что позволяет использовать полученные данные для сопоставления ключевых изменений в наземных экосистемах островов гряды, несмотря на исключительно словесное описание результатов спорово-пыльцевых реконструкций.

По данным спорово-пыльцевого анализа, на о. Беринга в середине голоцена происходило уменьшение доли пыльцы кустарников и относительное увеличение доли пыльцы травянистых растений (Кирьянов и др., 1986). Однако точное определение времени этих смен определить затруднительно, в связи с большим упором в статье на особенности вулканических пеплов в отложении. Спорово-пыльцевой анализ нескольких образцов торфа с более высоким таксономическим разрешением из береговых отложений того же острова, показал сходство спектров Командорских и Алеутских о-вов (Razjigaeva et al., 2004). То есть на данный момент можно утверждать, что спектры островов всей гряды отражают сходные растительные сообщества тундр, формирующихся в океанических условиях.

Обобщая результаты рассмотренных работ можно выделить несколько факторов, которые могли определять динамику растительности островов Командорско-Алеутской гряды в голоцене. В первую очередь это климатические изменения, которые неоднократно происходили в течение голоцена. Другим немаловажным фактором в регионе является вулканическая активность. Помимо двух этих наиболее заметных факторов, могут оказывать влияние локальные особенности формирования торфяников, изменение дренированности

субстрата, расположение отложений в рельефе и удаленность их от берега моря, потенциальным фактором может оказаться антропогенное влияние.

### **Краткосрочная динамика растительности на Алеутских островах**

При изучении истории формирования экосистем необходимо иметь представление о том, какие существуют подходы к классификации процессов динамики и ключевых факторов, их определяющих. Сукцессия – направленное, долгосрочное изменение в устройстве и структуре сообщества (Gurevitch et al., 2006). Сукцессии стоит отличать от флуктуационных изменений, являющихся колебательными изменениями равновесной системы. Флуктуации носят периодический характер и не приводят к смене растительных сообществ, тогда как сукцессии имеют направленный и необратимый характер. В первую очередь, сукцессии разделяют на первичные и вторичные. Первичные сукцессии происходят на вновь возникающих свободных территориях, где только начинает формироваться растительность и почвенный покров. Вторичные же связаны с преобразованием уже существующих сообществ в результате действия иницирующих факторов (Одум, 1986). Единицей первичной сукцессии является серия, включающая растительные сообщества, последовательно развивающиеся на данном участке от пионерной, или инициальной, стадии через последующие сукцессионные стадии к климаксу (Александрова, 1964). Видовой состав климаксового сообщества относительно стабилен и поддерживает равновесное состояние с условиями, в которых существует. Климатический климакс возникает благодаря соответствию конкретным климатическим условиям. Градиент климатических климаксов в пространстве представляет собой эоклину или зональную растительность (Wittaker et al., 2008). Однако стремление экосистем к равновесию в последнее время подвергается сомнению, в то числе в связи с выделением решающей роли нарушений в динамике сообществ (Gurevitch et al., 2006). Регулярно действующие факторы среды вызывают, так называемые, аллогенные сукцессии, при которых серии сообществ сменяют друг друга (Александрова, 1964). Высокая вулканическая активность, таким образом, скорее предполагает рассмотрение растительности островов Командорско-Алеутской гряды как неравновесной системы, обусловленной наличием постоянных нарушений, чем как климаксового сообщества.

Кроме внешних воздействий на растительность, возможно наличие внутренних движущих сил, определяющих закономерность смен растительных сообществ. На островах в океаническом климате может происходить интенсивное вымывание и выщелачивание почв, в результате чего может происходить смена растительных сообществ (Bunting, 1994; Lawson et al., 2005). Интенсивные процессы вымывания соединений из почвы характерны и для почв островов Командорско-Алеутской гряды (Ping et al., 1998; Шоба, Иванов, 2011). Можно

ожидать, изменений сообществ, в результате постепенного распространения видов, более приспособленных к недостатку нутриентов, в том числе, благодаря микоризам (Макаров, 2019). Целенаправленного наблюдения в этом ключе на Алеутских о-вах не проводилось. Остается неизвестным, например, как в контексте выщелачивания, регулярный привнос вулканического материала может влиять на растительность.

Само выделение сукцессий и их стадий на островах гряды поставлено под сомнение, в первую очередь в связи с широким распространением одних и тех же видов в различных местообитаниях (Bank, 1953). Кроме того, растительные сообщества и виды внутри них могут в короткое время сменять друг друга, что, в том числе, затрудняет сравнение с континентальной растительностью (Hulten, 1968; Bank, 1953). Смены сообществ могут происходить в результате изменения дренажа почв после вулканических извержений. Перераспределение снегового покрова и изменение интенсивности воздействия ветра также могут быть причинами динамики растительных сообществ (Bank, 1953; Hulten, 1968). Значительный вклад в неоднородность растительного покрова вносит также высокая подвижность субстрата, на котором формируется растительный покров, который также меняет и локальные условия дренированности (Bank, 1953; Amundsen, Clebsch, 1971; Environment of Amchitka Island..., 1977). Берега ручьев могут зарастать растительными сообществами, в результате чего водный поток оказывается под поверхностью земли, постепенно размывая субстрат, в котором протекает и, изменяя направление своего движения, промывая почву и уничтожая растительный покров где-то в другом месте (Bank, 1953; Environment of Amchitka Island..., 1977). Движение торфа происходит очень медленно и постоянно, приводя и к изменениям дренажной системы, прорезая новые водные потоки и перекрывая старые. По причине повышенного локального увлажнения и высокого количества осадков, движение субстрата наблюдается и вдоль склонов. Землетрясения могут ускорять эти движения, а на крутых склонах приводить к оползням. Все это также усиливает мозаичность растительности, которая может слабо изменяться во времени, но создает динамику в пространстве.

Однако долгосрочные исследования растительности о. Амчитка показали, что растительные сообщества вдоль комплексного высотного градиента, отражающего распределение локального увлажнения, не являются единой серией сукцессионных смен (Environment of Amchitka Island..., 1977). Нарушенные в результате ядерных испытаний местообитания восстанавливаются из тех видов, сообщества которых предшествовали нарушению. Таким образом, вместо термина “сукцессия” предлагают использовать “восстановление”, поскольку в сериях отсутствует стадия зарастания пионерными видами, как это происходит при сукцессиях на континентах.

Ветер и вода, как ключевые факторы, определяющие облик растительных сообществ, также способствуют распространению растений, и при этом, в случае обнаженного субстрата, ограничивают возможность закрепиться. Чем более открытые местообитания, тем медленнее они восстанавливаются в результате нарушений. Успешнее всего на нарушенных территориях восстанавливаются злаки. Так, например, *Leymus mollis* часто успешнее всего восстанавливается после нарушений по сравнению с другими тундровыми растениями на Алеутских о-вах. В основном, восстановление происходит за счет фрагментов стебля или корневищ, которые могут переноситься морем и не терять при этом своей способности к укоренению. Распространение и размножение семенами у растений на Алеутских о-вах, в целом, происходит не очень успешно из-за дефицита положительных температур, недостатка солнечного света и постоянного воздействия сильного ветра (Amundsen, McCord, 1982). Наличие подходящих фрагментов растений является необходимым условием восстановления растительности на этих островах, а их отсутствие затрудняет восстановление сообществ.

Свойства растений, способ их распространения и возможность формировать покров на нарушенном субстрате имеют важное значение в динамике наземных экосистем. В условиях океанических островов, также могут иметь значения почвенные процессы, связанные с интенсивным вымыванием необходимых растениям нутриентов. Точная оценка указанных выше факторов не входит в цели и задачи данной работы, однако их возможное воздействие на растительные сообщества будет учтено при интерпретации результатов реконструкций динамики растительности и торфообразования. В последующих разделах мы последовательно рассмотрим внешние факторы окружающей среды, которые могут определять формирование растительности и смены сообществ Алеутских о-вов в голоцене.

### 1.3 Торфяные отложения Алеутских островов

В качестве ключевых характеристик для классификации болотных экосистем мира используют степень локального увлажнения и источник, из которого растения получают минеральное питание (Biology of peatlands, 2013). Локальное увлажнение отражает степень обводненности сообществ и описывается в относительных степенях: более влажно или более сухо. Дополнительные минеральные вещества могут поступать в сообщества из грунтовых вод, в этом случае для болот применяют термин “минеротрофные”, если же вещества поступают в сообщества исключительно с атмосферными осадками, их называют “омбротрофные”. Различия

между этими типами болот заключаются также в кислотности торфа, составе растительного покрова и растений-торфообразователей. Омбротрофный торф преимущественно состоит из остатков сфагновых мхов, тогда как минеротрофный - преимущественно из остатков растений семейств Осоковые и Злаковые (Biology of peatlands, 2013). По смене состава растений-торфообразователей можно косвенно судить и об изменении условий формирования болотного массива.

Болотные экосистемы островов Командорско-Алеутской гряды были подробно изучены и классифицированы только на о. Беринга (Иванов, Орлова, 2014). В работах, посвященных изучению растительности Алеутских о-вов, не отмечено распространение омбротрофных болот, которые встречаются на ближайших к гряде п-овах Камчатка и Аляска (Tatewaki, Kobayashi, 1934; Hulten, 1968; Environment of Amchitka Island..., 1977; Garrouette et al., 2018). На Командорских о-вах также не отмечены омбротрофные болота и торфяные залежи из сфагновых мхов (Крестов, 2004; Иванов, Орлова, 2014). Большинство торфяных отложений, используемых для реконструкций растительности Алеутских о-вов, было отобрано в относительно выположенных понижениях рельефа по берегам ручьев или озер. Топографические условия способствовали формированию минеротрофного торфа на протяжении всего голоцена.

Подробный ботанический анализ отложений на островах Умнак, Атка, Адак и Атту не проводился, однако на стратиграфических схемах торф обозначен как однородный осоковый для большинства перечисленных выше островов (Heusser, 1978, 1990), за исключением периода 3500-0 л.н. на о. Умнак, когда в осоковом торфе встречались остатки сфагновых мхов с (Heusser, 1973). В результате изучения почв о. Амчитка также была отмечена однородность торфа и преобладание остатков *Sphagnum* на протяжении 9000 лет формирования отложений (Everett, 1971). Сукцессионная динамика болотных растительных сообществ в отсутствие заметного воздействия внешних факторов, как правило, направлена в сторону обеднения условий и уменьшения локального увлажнения (Biology of peatlands, 2013). Однако на Алеутских о-вах не были выражены изменения режима питания болотных экосистем. В отличие от болотных массивов материков, в торфяниках Алеутских о-вов мы наблюдаем преобладание минеротрофного осокового торфа на протяжении голоцена.

В первую очередь, преобладание осокового торфа в отложениях может быть связано с особенностью отбора материала для палеореконструкций в данном регионе. По всему миру традиционно для палеореконструкций торф отбирают с помощью русского торфяного бура (Russian corer), которым из отложения вырезаются колонки диаметром несколько сантиметров и длиной до 50 см. Череда последовательных погружений бура с постепенным увеличением

его длины позволяет отбирать торф мощностью в несколько метров. В регионах с активным вулканизмом накапливаются слои пепла толщиной до нескольких десятков сантиметров, через которые бур не проходит из-за плотности слоев, не позволяя отобрать колонку на всей глубине отложения. В результате, колонку возможно отобрать только при наличии обнажений, из которых его вырезают вручную массивными блоками. Подобные отложения возникают, как правило, по берегам рек и ручьев. То есть подходящие торфяные отложения, преимущественно находятся в понижениях рельефа, куда идет поверхностный сток.

В почвах Алеутских о-вов отмечено высокое содержание минеральных частиц не только в понижениях рельефа (Nybakken, Reeder, 1965; Everett, 1971; Ping et al., 1998). Высокое содержание минеральных соединений в почвах и торфяниках связано с активными вулканическими процессами. Помимо слоев пепла, на склонах островов встречаются крупнозернистые отложения щебня, аллювиальные и эоловые наносы, остатки морен (Talbot et al., 2010б), которые выветриваются в условиях постоянного воздействия сильного ветра и избыточного увлажнения. На восточном побережье п-ова Камчатка изучено отложение, в котором также на протяжении всего голоцена преобладал осоковый торф (Nichols et al., 2019). Высокая вулканическая активность, значительное участие минеральных частиц и океанический климат поддерживали формирование осокового торфа на протяжении длительного времени, также как это могло происходить на Алеутских о-вах.

Топографические особенности Алеутских о-вов также могут быть причиной отсутствия омбротрофных болот. В результате многолетних наблюдений за экосистемами о. Амчитка (Bank, 1953; Environment of Amchitka Island..., 1977) была обнаружена высокая подвижность дневной поверхности. В результате активных тектонических процессов и регулярных извержений, ручьи активно меняют свое направление, а торфяные отложения движутся вдоль склонов или опускаются в старые русла ручьев. Такая же подвижность характерна для почв Алеутских о-вов. В условиях высокой подвижности не успевают формироваться устойчивые растительные сообщества сфагновых мхов, которые способствовали бы распространению омбротрофных болот. Подвижность почвенно-растительного покрова также способствует еще большей мозаичности растительности и требует особенно тщательного изучения стратиграфии торфяных отложений и их подробного датирования.

В ходе экспедиций на восточные Алеутские о-ва (2018, 2019 гг.) нами было проведено бурение заболоченных местообитаний, в растительном покрове которых преобладали сфагновые мхи. Однако торф не превышал мощностью 50 см, был рыхлым, слабо разложеным и насыщенным водой. Вероятно, что в условиях Алеутских о-вов только в недавнем времени начали складываться условия, способствующие формированию болот верхового типа. В целом,

на островах Командорско-Алеутской гряды достаточно сложно найти подходящие для палеорекострукции торфяные отложения с явной стратиграфией и возможностью отбора проб, несмотря на высокую влажность и низкую скорость процессов разложения. Это также препятствует массовым реконструкциям и требует пристального внимания к каждому конкретному отложению для интерпретации результатов реконструкции.

В палеорекострукциях традиционно используют сфагновый торф верховых болот (Zaccone et al., 2011, 2018). Это связано с тем, что сфагновые мхи более устойчивы к разложению, чем осоки, торф из которых чаще претерпевает диагенетические изменения в результате анаэробного разложения (Zaccone et al., 2018). Однако в условиях высокой океаничности климата Алеутских о-вов интенсивность разложения осокового торфа может быть значительно снижена по сравнению с материковыми торфяниками. В связи с этим, торф может сохранять химические особенности, в том числе, изотопный сигнал, самих растений торфообразователей и условий, в которых происходило накопление органического вещества. Пригодность торфяных отложений островов для палеорекострукции будет рассмотрена в рамках данной диссертационной работы.

#### **1.4 Изменение климата Командорско-Алеутской гряды в голоцене**

Климатические характеристики, например, количество солнечного света, интенсивность осадков, сила и направление ветра, преобладающие направление движения воздушных масс, определяют облик и устройство растительных сообществ по всему Земному шару. В своих работах по реконструкции растительности островов Хойссер (Heusser, 1973, 1978, 1990) опирался на климатические реконструкции, основанные на документировании ледниковых событий прошлого. Однако с тех пор расширилось понимание устройства климатических паттернов в регионе, а также появились новые представления о динамике климата в течение голоцена. Для Северной Пацифики климатические тренды имеют сложный характер, определяемый совокупностью атмосферных циркуляций и океанических течений. Расположенные в пределах нескольких градусов широты острова Командорско-Алеутской гряды, в целом, получают сравнимое количество солнечной энергии, однако из-за различного направления движений воздушных масс, температуры в западной и восточной частях гряды отличаются. Количество годовых осадков также распределено вдоль гряды неравномерно, несмотря на общее преобладание осадков с ноября по март, характерное для всего региона. В целом, в регионе изучены те климатические особенности, которые возможно измерить или

реконструировать, однако остается неизвестным, как именно эти особенности повлияли на растительные сообщества.

В многочисленных работах авторы делали попытки реконструировать изменение средних температур моря и поверхности земли (Rodionov et al., 2005; Rodionov, Overland, 2005; Caissie et al., 2010; Harada et al., 2014), частоту штормов, которая может отражать количество осадков (Vaillencourt, 2013; Krawiec, Kaufman, 2014), направление штормов (Bailey et al., 2015; 2018; Broadman et al., 2020), интенсивность Алеутского минимума (Anderson et al., 2005), климатические закономерности и паттерны атмосферных циркуляций в регионе (Kaufman et al., 2016; Peteet et al., 2019; Broadman et al., 2020), динамику ледников (Barclay et al., 2009). Для реконструкций использовали сводки метеорологических наблюдений (Rodionov, Overland 2005; Rodionov et al., 2007), изотопы кислорода в озёрных отложениях (Anderson et al. 2005; Bailey et al., 2015), состав диатомовых водорослей в озёрных отложениях (Caissie et al., 2010; Harada et al., 2014; Bailey et al., 2018; Broadman et al., 2020), изотопы кислорода в диатомовых водорослях (Bailey et al., 2018; Broadman et al., 2020), индекс алкенонов (Caissie et al., 2010; Harada et al., 2014), биогенные силикаты и содержание хлорофилла-а в озёрных отложениях (Krawiec, Kaufman 2014; Broadman et al., 2020), дельта D изолированных C28 n-алкановых кислотах (Vaillencourt, 2013), датирование ледниковых отложений (Barclay et al., 2009), спорово-пыльцевой и ботанический анализ (Peteet et al., 2019). Также Кауфманом с соавторами (Kaufman et al., 2016) была совершена попытка по соотнесению в единую картину динамики климата различных показателей: уровень озёр на Аляске, положение ледников в горах, изотопы в материковых водоёмах, степень ледовитости моря, температура поверхности моря, частота начала торфообразования и образования талых озёр. В работах, в основном, разрабатывались общие закономерности для Берингова моря и Северной Пацифики, на основании как непосредственно данных из Северной Пацифики (Rodionov et al., 2005; 2007; Caissie et al., 2010) и Берингова моря (Rodionov, Overland 2005; Caissie et al., 2010; Harada et al., 2014), так и Канады (Anderson et al., 2005), Плато Умнак (Caissie et al., 2010), Охотского моря (Harada et al., 2014), Кенайского п-ова, Аляски (Broadman et al., 2020) и всей Восточной Берингии (Kaufman et al., 2016), также несколько работ было сделано непосредственно на о. Адак, расположенном в центральной части Алеутской гряды (Vaillencourt, 2013; Krawiec, Kaufman 2014; Bailey et al., 2015; Bailey et al., 2018). Показано, что наиболее часто используемые индексы климатических изменений в регионе Берингова моря больше отражают паттерны тропосферной циркуляции и аномалии в направлении штормов, чем аномально теплые или холодные зимние условия (Rodionov et al., 2007), которые, предположительно, могли в большей степени влиять на растительные сообщества. Кроме того, одни и те же аномалии атмосферных паттернов для

Северной Пацифики, в целом, могут приводить к различным температурным условиям в Беринговом море, а схожие погодные условия в Беринговом море могут быть вызваны различными паттернами изменения атмосферного давления большего масштаба (Rodionov, Overland, 2005). В целом, климатические реконструкции в регионе всё ещё имеют противоречивый характер и не представляют собой единой картины взаимосвязи температурных и атмосферных паттернов, что значительно затрудняет изучение динамики растительности под воздействием климатических изменений.

Большинство работ и реконструкций касаются преимущественно Алеутского минимума атмосферного давления (АМ), который определяет зимнюю динамику температур и осадков и в связи с этим, проще отслеживается. В связи с динамикой расположения и интенсивности АМ, межгодовые и декадные изменения температуры поверхности моря значительно отличаются на западных и восточных Алеутских о-вах (Rodionov et al., 2005). Различия связаны, в первую очередь с тем откуда в регион поступают воздушные массы - более теплые со стороны Тихого Океана, более холодные - с северных регионов (Rodionov et al., 2007). Всего выделяют четыре основных режима АМ, отличающихся по силе, расположению и числу центров (Overland, Pease, 1982; Rodionov et al., 2007). При этом, и аномально холодные, и теплые зимы могут быть при слабом АМ, однако расположение его центра будет отличаться. Относительно тёплые температуры в зимнее время связаны с увеличением частоты штормов вдоль побережья Сибири или же с увеличением частоты штормов, приходящих в восточную часть Берингова моря с юго-востока. Летние температуры, число солнечных дней, количество осадков и другие показатели, оказывающие влияние на растительные сообщества, остаются слабо изученными, поскольку АМ не формируется в летнее время и на острова в большей степени действуют тихоокеанские воздушные массы.

Мы выделили основные работы, на которые будем опираться при интерпретации реконструкций растительности. Реконструкция климата по морским отложениям показала, что в течение голоцена, также как в настоящее время, паттерны климатических изменений в восточной и западной частях Берингова моря отличались (Harada et al., 2014). В восточной части наиболее заметный сдвиг условий в сторону относительно более холодных произошел около 4000 л.н. В западной части Берингова моря в раннем голоцене было холоднее, однако около 7000-5000 л.н. последовало относительное потепление, после чего вновь стало холоднее. Сходная динамика климатических сдвигов описана по результатам обобщения множества реконструкций вдоль всего региона Берингова моря, включая п-ов Аляска (Kaufman et al., 2016). Таким образом, на западе выделяют две смены климатических режимов в течение голоцена, а на востоке одну. Мы будем руководствоваться этими результатами при анализе

растительности западных островов, поскольку подробных климатических реконструкций непосредственно на западных Алеутских и Командорских о-вах не проводилось.

Острова восточной части Командорско-Алеутской гряды также не были исследованы с точки зрения климатических изменений в течение голоцена. Однако реконструкции были сделаны на о. Кадьяк, не относящемуся к Алеутской гряде, но расположенном в непосредственной близости - восточнее и ближе к континентальной части Аляски (Finney et al., 2000; Peteet et al., 2019). По результатам сразу нескольких анализов, авторы выделяют переход от наиболее теплого и влажного климата в самом начале голоцена в сторону более сухого 8700 л.н., затем еще более сухого около 6500 л.н. Помимо относительного уменьшения количества осадков, около 3700 л.н. также произошло заметное похолодание, связанное с неогляциалом. Сдвиг в сторону меньшего количества осадков во второй половине голоцена на о. Кадьяк не происходил, согласно реконструкциям, в пределах континентальной части Северной Америки. По данным, отражающим расположение АМ над Беринговым морем, около 4000 л.н. количество осадков на п-ове Аляска наоборот значительно увеличилось (Broadman et al., 2020). В своей работе мы будем опираться на климатические реконструкции на о. Кадьяк. С одной стороны, он ближе расположен, а, с другой, климат на нем также океанический и вероятно имеет схожую картину динамики с восточными островами Командорско-Алеутской гряды.

В контексте климатических реконструкций граница между восточным и западным секторами Алеутской гряды не очевидна. В связи с этим, не ясно, какой из режимов климатических смен преобладал в центральной части гряды. Не исключено, что в центральной части гряды было относительно теплее, из-за влияния теплого течения Куросио и относительно южного положения, так как по метеорологическим данным, зимние температуры на о. Адак выше, чем на западных и восточных островах гряды (Hein, 1976). Динамика Алеутского минимума в течение голоцена была реконструирована непосредственно на о. Адак, расположенном в центре гряды (Krawiec, Kaufman, 2014; Bailey et al., 2018). В раннем голоцене в районе о. Адак преобладал более влажный и теплый климат, около 7600 л.н. наблюдался температурный максимум (Bailey et al., 2018). Реконструкции динамики АМ также показали, что около 4500 л.н. становится холоднее и/или суше из-за сильного влияния северных ветров, несмотря на силу Алеутского минимума в этот период (Bailey et al., 2018). Около 4000 л.н. на острове сокращается число штормов, которые были частыми в первой половине голоцена (Krawiec, Kaufman, 2014). Реже всего шторма случались 2700-1500 л.н. Авторы исследования предполагают, что меньшая частота штормов отражала относительно меньшее количество осадков в зимнее время. Количество осадков в зимнее время могло влиять на мощность

снежного покрова, защищающего растения от промерзания. В летнее время АМ не активен, в связи с чем остается неизвестной динамика климата в сезон вегетации в течение голоцена.

В течение всего голоцена климат в пределах Берингова моря менялся неравномерно и изучен с разной подробностью для разных секторов гряды. Тем не менее, можно утверждать, что на восточных, центральных и западных островах Командорско-Алеутской гряды климатические условия несколько отличались, а смены климатических режимов происходили не синхронно. При интерпретации результатов реконструкции растительности в восточном секторе гряды мы будем опираться на реконструкции климата на о. Кадьяк, в центральной части гряды - на о. Адак, в западном секторе - на реконструкции климатических условий в западной части Берингова моря.

### **1.5 Влияние вулканической активности на растительность**

Помимо сложной климатической картины, на растительность могла влиять вулканическая активность, интенсивность которой также была неравномерно выражена вдоль гряды в течение голоцена. Вулканическая активность в регионе Командорско-Алеутской островной гряды началась около 46 млн л.н. и продолжается до сих пор (Jicha et al., 2006). В течение последних 250 лет извергались 40 из 89 вулканов, ещё 20 вулканов было активно в течение голоцена (Montanaro, Beget, 2010). Вулканы восточной части гряды образовались на континентальной коре, а в центральной и западной частях под поверхностью моря (Montanaro, Beget, 2011). Самый западный из активных в голоцене вулканов Алеутских о-вов расположен на о. Булдырь (Coats, 1953; Byrd, 1984; <https://avo.alaska.edu/volcanoes/>). Таким образом, в разных секторах Командорско-Алеутской гряды вулканическая активность проявлялась по-разному и с разной интенсивностью в течение голоцена, в связи с чем и растительность была подвержена воздействию неравномерно.

В районе Северной Пацифики извержения бывают взрывными (эксплозивными, когда газообразные продукты скапливаются), эффузивными (если происходит извержение лавы) и экструзивными (лава с большей вязкостью выдавливается) (Нешатаева, 2009). В результате эксплозивных извержений происходит выброс тefры (пепел, песок, лапилли, бомбы), шлаков и пемзы. В процессе извержения также могут формироваться пирокластические потоки из смеси грязи и обломков камней и газов. В результате попадания на ледники и снежники большого количества горячих изверженных пород образуются лахары (сели, вызванные вулканическим воздействием). Пирокластические и грязевые потоки могут уничтожать всю растительность из-

за высоких температур, механических нарушений и полного захоронения твердым материалом (Payne et al., 2013). При извержениях взрывного характера растительность также подвергается воздействию высоких температур и интенсивных газовых потоков. В результате таких воздействий остается фактически голый субстрат, на котором на материках происходят классические первичные сукцессии. В случае голоценовых извержений территория, которая подвергается воздействию, относительно мала - от нескольких километров до десятков километров. Выпадение тефры может приводить к истиранию поверхности растений, подавлению фотосинтеза и охлаждения листьев, измельчению тканей растений, заболачиванию, высвобождению металлов, изменению уязвимости к болезням, что приводит к структурным изменениям в составе растительного сообществ (Payne et al., 2013). В результате эффузивных и экструзивных извержений происходит частичное или полное уничтожение растительности вдоль траектории движения лавовых потоков.

Для Центральных Курильских о-вов обнаружено, что самые заметные изменения ландшафтов на островах происходят в пределах конуса выноса и по направлениям распространения потоков вулканического материала (Разжигаева и др., 2015). Однако извержения могут воздействовать на растительность и в значительном отдалении (Payne et al., 2013). Влияние выпавших пеплов вдали от места извержения может быть связано с воздействием вулканических газов, кислых осадков и выщелачиванием самого пепла (Payne, Blackford, 2008). Растительность может изменяться в ответ на закисление вулканических почв (Payne et al., 2013). Степень влияния может определяться сезоном или метеорологическими условиями во время извержения и чувствительностью микробиологических сообществ почв и торфяников (Payne, Blackford, 2008).

Влияние вулканических извержений в прошлом можно изучать при сравнении различных показателей реконструкции до и после видимых слоев пепла (Schiller et al., 2020). Растительность не подвергается заметному воздействию на территории, где мощность выпавшего пепла составляет менее 2–3 см (Разжигаева и др., 2015). В результате выпадения слоя пепла в несколько сантиметров может происходить переход от более влажных осоковых тундр к сообществам с меньшим увлажнением и преобладанием злаков (Edwards et al., 2004). Несмотря на существование отдельных реконструкций, не до конца ясно, возможно ли определить влияние вулканических извержений на растительность с помощью спорово-пыльцевого анализа (Payne et al., 2013).

Пепел распределяется по ландшафту неравномерно, в результате чего и изменение растительности может быть мозаичным (Edwards et al., 2004). Пеплы не всех извержений отражаются в торфяных отложениях. Так, например, на о. Адак в озерных отложениях

обнаружено до 30 слоев за последние 9600 лет, тогда как в торфяниках от 6 до 24 видимых слоев пепла (Heusser, 1978; Krawiec et al., 2013; Noguchi et al., 2018). При захоронении пепловых слоев большое значение имеют положение отложения в рельефе, склон и преобладающая растительность (Dugmore et al., 2018). На п-ве Аляска выпадение только двух пеплов из 11 общих слоев в различных отложениях приводило к статистически значимым изменениям условий (Payne, Blackford, 2008). Помимо рельефа на перераспределение выпавших пеплов могут влиять различные экзогенные процессы - дождь, снег или ветер (Zakharikhina, Litvinenko, 2013). Таким образом, мы можем ожидать, что в пределах даже одного острова выпадение пепла может оказывать различное влияние на растительность.

Ответ растительности на нарушения в результате вулканических извержений уникален по продолжительности и типу и зависит как от изначальных растительных сообществ, так и силы и механизма нарушений (Schiller et al., 2020). Продолжительные первичные сукцессии, как правило, следуют за значительными нарушениями, связанными с полным уничтожением почвы и растительности в результате извержения лавовых потоков, пирокластических и грязевых потоков (Griggs, 1919). Относительно более быстрыми могут быть вторичные сукцессии, вызванные менее разрушительными и интенсивными пеплопадами, ожогами растений и их фрагментов, механическими нарушениями растений, погребения продуктами извержений.

Восстановление растительности после извержений может занимать различное время. На соседнем с островами п-ове Камчатка восстановление сообществ после извержений вулкана Ксудач могло занимать более 2000 лет (Grishin et al., 1996). В океанических условиях и высокой удаленности от материков восстановление растительности на островах может занимать до 700 лет, как, например, в субантарктическом регионе (Yeloff et al., 2007). На Курильских о-вах время восстановления растительности после значительного извержения с мощным пирокластическим чехлом 2009 года оценивают в 100 лет (Разжигаева и др., 2015). На самих Алеутских о-вах относительно подробно процессы восстановления изучены на о. Касаточий, где в 2008 году была уничтожена большая часть растительности (Talbot et al., 2010a). В результате извержения мощных пирокластических потоков остров был покрыт толстым слоем пепла и обломков вулканических пород, радикально изменившим его форму и размер. Среди пионерных сообществ преобладали виды растений, которые доминировали в растительном покрове до извержения - *Honkenya peploides* и *Leymus mollis*, которые широко распространены вдоль побережья Алеутских о-вов, и являются пионерными на вулканических пеплах Исландии (Magnusson et al., 2014). Ключевое значение в восстановлении растительности играли местообитания, в которых сохранялись фрагменты растений, впоследствии, заселивших остров.

На появившемся в результате извержения 1796 года о. Богослов растительность появилась к 1918 году, а к 1973 году она полностью покрыла остров (Byrd et al., 1980). Растения, сформировавшие покров нового острова, соответствуют пионерным растениям на о. Касаточий. Предположительно, береговая растительность Алеутских о-вов приспособлена к постоянной эрозии и изменению береговой линии, и именно поэтому может заселять новые субстраты быстрее, чем виды верхней или нижней тундры. Также растительность восстанавливается из фрагментов растений, погребенных пеплами. На некоторых формах рельефа тонкие слои вулканического материала размываются дождем, освобождая погребенные почвы. Части растений могут попасть на субстрат с соседних островов с ветром, птицами и водными потоками.

Помимо непосредственного влияния на растительность, продукты вулканических извержений могут изменять почвы. Основной педогенетический процесс в почвах на вулканических осадках во влажных условиях – выветривание вулканического стекла, устойчивость которого зависит от состава: кислое стекло гораздо более стабильное, чем основное (Ivanov et al., 2014). Характерной особенностью таких почв является также отсутствие поступления элементов в результате выветривания геологического основания почв (Захарихина, Литвиненко, 2016). На структурном уровне эти почвы отличаются от зональных вариантов наличием песчаных зерен, покрытых оболочкой из аллофана с железо-гумусовыми комплексами, аллофана с гумусом и с железо-гумусовыми и альфегумусовыми включениями. Регулярный привнос разнообразного вулканического материала делает почвы очень неоднородными, особенно в условиях избыточного увлажнения. Свежий пирокластический материал активно включается в педогенез, в связи с чем выраженные слои иногда могут отсутствовать. Кислые и основные пеплы по-разному влияют на процесс почвообразования. Кислые пеплы могут извергаться вулканами, находившимися при голоценовых извержениях в зрелой кальдерообразующей стадии. Почвы на таких пеплах имеют низкое содержание большинства химических элементов, слабую степень насыщенности основаниями, более кислую реакцию среды, при относительно большем содержании гумуса и хорошо выраженных иллювиальных процессах (Захарихина, Литвиненко, 2016). При кислом составе пирокластических материалов в сочетании с интенсивными дождями и не частыми извержениями, может формироваться осветленный горизонт (Ivanov et al., 2014). Почвы на пеплах базальтового и андезитового состава, изверженных вулканами на ранней базальтоидной стадии, имеют более богатый общий микроэлементный состав, относительно повышенную степень насыщенности основаниями, более основную реакцию, пониженное содержание гумуса, иллювиальные процессы в них не выражены (Захарихина, Литвиненко, 2016). При этом

разные вулканические почвы обладают некоторыми общими особенностями, связанными с наличием стабильных металл-органических комплексов: тиксотропия, высокая способность удерживать влагу, отсутствие глинистого вымывания, интенсивное накопление органического вещества, сильное удерживание фосфора.

По некоторым данным, преобладающая часть химических элементов поступает при пеплопадах не в составе пепловых частиц, а в газорастворимой форме непосредственно из вулканического аэрозоля (Захарихина и др., 2016). Вулканические пеплы в отрыве от извержений вулканов не содержат значительных количеств доступных форм химических элементов, выступающих источниками элементов питания для растений. Часть элементов, при этом, могут выполнять важное каталитическое значение в процессах жизнедеятельности (Захарихина и др., 2016). Степень влияния пеплов из очагов различной удаленности на плодородность почв остается слабо изученной.

Пепел, отличающийся по химическому составу также может изменять водно-химические свойства почвы: более мелкий андезито-базальтовый пепел ухудшает дренаж, а дацитово-риолитовый пепел наоборот хорошо пропускает воду (Разжигаева и др., 2011). Андезито-базальтовые пеплопады с высоким участием глинистых и илистых фракций в некоторых случаях способствуют заболачиванию. Залегание слоев андезито-базальтовых пеплов с плохим дренированием приводит к образованию небольших озер и развитию озер во впадинах (Razjigaeva et al., 2004). Изменения дренажа отражаются со временем на растительности, что приводит к появлению в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы водных растений и изменением состава доминантов.

Наиболее крупные извержения оказывают влияние на климат из-за выброса серы и аэрозолей в стратосферу и снижения поступающей солнечной энергии, что приводит к падению средних температур (McCormick et al., 1995). Изменения растительности могут происходить в ответ на вызванные извержениями климатические сдвиги, а не на выпадения слоев пепла непосредственно. Также может снижаться пыльцевая продуктивность в результате ограничения цветения, однако временной масштаб этих изменений неизвестен.

Вулканические извержения с разной интенсивностью влияли на растительность наземных экосистем вдоль островов Командорско-Алеутской гряды. Голоценовые извержения происходили в восточном секторе архипелага, пепел же в отложениях островов западного сектора принадлежит восточным Алеутским о-вам или вулканам Камчатки. Влияние пеплов на процессы торфообразования в регионах с активным вулканизмом изучено слабо. Для Алеутских о-вов остается неизвестным, какие именно растения выступают торфообразователями и как в долгосрочной перспективе сказывается выпадение пеплов на растительность и торф, который

она образует. Именно в связи с наличием многочисленных прослоек пепла, торфяные отложения Алеутских о-вов значительно отличаются от большинства отложений, которые используют для реконструкций растительности и климата. Тем не менее, реконструкция растительности на островах вдоль гряды и сопоставление смен сообществ со слоями пеплов различной толщины позволит пролить свет на возможное влияние вулканической активности на растительность островов в голоцене.

### **1.6 История заселения островов Командорско-Алеутской гряды человеком**

Предки алеутов попали из Азии в Америку по Берингийскому мосту (Pedersen et al., 2016). После схода оледенения с островов около 11000 л.н., люди перешли на острова с п-ова Аляска не сразу. По данным радиоуглеродного датирования древних памятников, алеуты начали заселять Лисьи о-ва, самые восточные в гряде, около 9000 л.н. (Davis et al., 2016). Наиболее древние памятники обнаружены на маленьких островах расположенных в заливах более крупных островов, на высоте 17–35 метров над уровнем моря. Это памятник Anangula Blade на о. Анангула и памятники Russian Spruce и Oiled Blade на о. Хог, в которых обнаружены только каменные орудия (Hatfield, 2010). Группа Андреановских о-вов была заселена около 7000-6000 л.н. (Savinetsky et al., 2012). Исходя из расположения Четырёхсопочных о-вов между Лисьими и Андреановскими, можно было бы ожидать, что их заселили между 9000 и 7000 л.н. Однако основные памятники на этих островах датируются возрастом в пределах последних 3000 лет (Krylovich et al., 2019).

Точное время заселения Ближних о-вов остается под вопросом, поскольку с развитием технологий радиоуглеродного датирования, стало понятно, что нет достаточных оснований для утверждения того, что первые поселения появились около 3000 л.н. (The People at the End..., 2010). Многие даты получены по углям из археологических памятников, не принадлежащим местной растительности, из-за чего дата может быть более древней, чем реальное время заселения островов. Несколько датировок по костям морских млекопитающих, с учётом регионального морского резервуар-эффекта, попадают в диапазон менее 2500 л.н. Кости птиц, которые питаются в наземных экосистемах, обнаруженные в остатках кухонных куч древних алеутов, позволяют наиболее точно датировать время существования поселений. С учетом современных представлений о региональной поправке радиоуглеродных дат на резервуар-эффект (Khasanov et al., 2020), на данный момент можно утверждать, что 2100-2000 л.н. люди точно были на островах.

В 1741 году район Алеутских о-вов был впервые открыт для европейцев экспедицией Витуса Беринга (West et al., 2019). В результате этого открытия, русские промышленники начали отправлять на острова экспедиции, добывающие ценный мех песцов на Командорских островах и каланов по всей акватории. На данный момент доминирует представление, что на Командорские о-ва алеуты попали только на кораблях русских промышленников, использовавших их в качестве рабочей силы для отлова пушных зверей. В 1867 году Аляска, включая Алеутские о-ва, отошла во владение Соединенных Штатов Америки, при этом группа Командорских о-вов осталась под управлением Российской Империи. Помимо географического барьера, возник политический барьер и взаимодействие алеутов в разных секторах Командорско-Алеутской гряды сократилось.

Информация о жизни алеутов основана на наблюдениях уже после 1741 года, и только по археологическим данным можно реконструировать их образ жизни в течение голоцена, так как письменности и письменных источников у алеутов не было. Культурные традиции последовательно сменяли друг друга по времени: 9000–7000 л.н. люди культуры “Ранняя Анангула” уже были морскими охотниками, 7000–4000 л.н. существовала культура “Поздняя Анангула”, 4000–3000 л.н. выделяют культуру “Бухта Маргарет”, 3000–1000 л.н. “Амакнак”, фазу культурного развития алеут с 1000 л.н. называют “Поздняя алеутская традиция (Davis, Knecht, 2010; Hatfield, 2010; People at the End..., 2010; Savinetsky et al., 2012). Предположительно, уже самые древние алеуты добывали рыбу и морских млекопитающих, однако в памятниках культуры “Ранняя Анангула” не сохранились остатки костей. Поселения, в основном, были распространены на островах поблизости от берега моря и источников пресной воды. Мужчины добывали пищу, охотясь на байдарках в море, а женщины, дети и старики собирали вдоль берега беспозвоночных животных (моллюсков и морских ежей) и растения вблизи поселений. Кроме морских млекопитающих и рыбы, охотились также на различных птиц, кости которых обнаружены в кухонных остатках некоторых памятников (Lefevre et al., 2010; Davis et al., 2016). Собирали, в основном, ягоды и подземные части некоторых растений. Также использовали стебли высоких прибрежных злаков для плетения корзин и циновок. Для построек собирали выброшенную волнами на берег древесину (плавник), ее же вместе со стволиками вороники использовали в качестве дров (Maschner, 2016). За всю историю существования алеутов у них не сложилось сельского хозяйства.

Изначальное предположение о том, что алеуты единожды заселяли острова, двигаясь с востока на запад не подтвердилось. В результате сравнения многочисленных черепов, обнаруженных на островах, было выделено две группы, которые сильно различались по своей форме: долихоцефальные палеоалеуты и брахицефальные неоалеуты (Hrdlichka, 1945; Laughlin,

1975; West et al., 2019). По анализу гаплогрупп митохондриальной ДНК, стало известно, что до 700 л.н. преобладала одна гаплогруппа, впоследствии две гаплогруппы существовали вместе (Misarti, Maschner, 2015; West et al., 2019). Другим отличием неоалеутов было одомашнивание собак (Holland, 2004). Однозначные отличия между памятниками, находками и артефактами палео- и неоалеутами не были установлены.

При этом сами по себе различия и в поселениях, и в орудиях в течение времени присутствуют и, скорее, представляют собой некоторый континуум изменений. Можно выделить несколько групп поселений по их размеру и устройству. От 9000 до 4000 л.н. на восточных островах преобладали небольшие навесы в понижениях. Между 4000 и 1000 л.н. поселения состояли из округлых, овальных или прямоугольных полуподземных построек вдоль всей цепи островов. В период похолодания, вызванного неогляциалом, на восточных островах были также постройки, облицованные камнем. С 1000 л.н. на восточных островах постройки в поселениях были длинные, на несколько семей, а на западных островах стали выделяться отдельные крупные постройки, принадлежащие “вождям” (Corbett, 2011). После 1000 л.н. также усложнилось социальное устройство поселений и число конфликтов между населением разных островов. С увеличением размеров поселений увеличивалась нагрузка на экосистемы островов в течение голоцена, однако непосредственной оценки степени этого воздействия не проводилось.

Растительность на месте древних поселений отличается от растительности за пределами памятников на той же высоте над уровнем моря (Bank, 1953). При этом виды сообществ на месте бывших поселений, встречаются и в других местообитаниях, однако именно на территории археологических памятников, они встречаются вместе и образуют более мощные заросли и плотный растительный покров (Bank, 1953; Environment of Amchitka Island..., 1977). Из основных родов, которые можно встретить, отмечают *Heracleum lanatum*, *Leymus mollis*, *Conioselinum gmelini*, *Angelica lucida*, *Aconitum maximum*, *Achillea borealis*, and *Calamagrostis langsdorffii*, которые встречаются в прибрежных лугах и в составе низких тундр. С одной стороны, это виды, которые могут конкурировать в условиях повышенных содержаний азота и фосфора, с другой, относятся к тем растениям, которые алеуты использовали в пищу или для плетения корзин.

Открытие Алеутских о-вов привело к началу обширной кампании по добыче пушных зверей: лис, песцов, северных морских котиков и каланов (Bailey, 1993). До экспедиции Беринга большая часть островов Алеутской гряды и залива Аляска была лишена наземных хищников. Естественные популяции песцов и лис были обнаружены на Командорских, Четырехсопочных и группе Лисьих о-вов, которые благодаря наличию хищников и получили свое название

(Vasyukov et al., 2019). Отсутствие нативных наземных млекопитающих в течение голоцена подтверждают отсутствием находок их костей в археологических памятниках вдоль гряды и объясняют, в первую очередь, размерами проливов между островами. Те острова на востоке гряды, где жили лисы, были связаны в Плейстоцене с материком во время оледенения, благодаря чему и могли быть заселены (Hopkins, 1967). В 1750 году задокументировано первое переселение песцов русскими промышленниками с Командорских о-вов на о. Атту (Bailey, 1993). На некоторые Алеутские о-ва интродуцировали лис с о. Уналашка и п-ова Аляска. С 1882 года США сдавали острова в аренду под разведение лис. Фермы с пушными животными существовали на островах вплоть до первых десятилетий 20 века и приносили значительную прибыль владельцам.

Поскольку до масштабной интродукции песцов и лис на многих островах гряды не было наземных хищников, этот регион стал ключевым для гнездования морских птиц. Наблюдения за теми отдельными островами, на которых хищники заселены не были, показали, что даже на небольшой площади могут существовать крупные колонии различных видов, а общая численность птиц на острове может превышать один миллион особей (Byrd, 1984). Вероятно, на многих других островах колонии птиц были значительно больше. Сокращения численности птиц приводило, в том числе, и к изменению наземных экосистемы, существовавших в непосредственной близости к колониям (Croll et al., 2005; Maron et al., 2006). В составе растительности островов, на которых были интродуцированы хищники, сокращалась доля злаков и биомасса растительных сообществ. С целью восстановления естественных экосистем островов со второй половины 20 века начали многочисленные работы по сокращению популяций интродуцированных хищников.

Помимо наземных хищников были также предприняты попытки интродукции длиннохвостых сусликов (*Spermophilus parryii*), которые отчасти оказались успешными (Bailey, 1993). На некоторые крупные острова, Уналашку, Умнак, Атку и Адак, в начале и середине 20 века заселяли северных оленей и крупный рогатый скот для нужд солдат на военных базах (Ricca et al., 2012). Кроме того, на различные острова гряды были завезены в трюмах кораблей мыши и крысы (Bailey, 1993). Влияние этих видов на наземные экосистемы островов не было изучено.

Во время Второй Мировой войны Алеутские острова подвергались бомбардировкам, последствия которых сохранялись десятки лет (Byrd, Springer, 1976). На некоторых крупных островах отмечены серьезные загрязнения окружающей среды, оказывающие влияния на морские и наземные экосистемы (Stout, Trust, 2002). На данный момент поселения существуют на островах Беринга, Шемья, Адак, Атка, Умнак и Уналашка. В центральной части гряды, на о.

Амчитка, во второй половине 20 века были проведены испытания ядерного оружия (Environmental of Amchitka..., 1977). В период с 1965 по 1971 год американскими военными было произведено три подземных взрыва. В связи с изучением последствий испытаний, о. Амчитка является одним из наиболее изученных островов гряды. По этим данным, наземные экосистемы островов чувствительны к нарушениям, однако могут относительно быстро восстанавливаться при наличии фрагментов растений. В результате такого восстановления, вновь формирующиеся растительные сообщества повторяют сообщества предшествующие нарушениям.

На Алеутских о-вах, несмотря на их относительное южное положение, в течение голоцена не сформировалось культуры с сельским хозяйством. Морские охотники-собиратели формировали относительно небольшие поселения на отдельных островах. На местах древних поселений формировались растительные сообщества из относительно высоких видов, способных конкурировать в условиях повышенного содержания азота и фосфора. В результате открытия островов экспедициями в 18 веке, в регионе стали добывать пушных зверей, а впоследствии завозить их практически на все острова гряды. Фермы с пушными зверями существовали на островах вплоть до начала 20 века. Во второй половине 20 века на островах появилось несколько военных баз, для нужд которых были также осуществлены попытки интродуцировать оленей и крупный рогатый скот. Изучение воздействия интродуцированных видов показало, что крупные колонии морских птиц также являются существенным фактором в развитии наземных экосистем Алеутских о-вов.

### **1.7 Колонии морских птиц как одна из особенностей наземных экосистем Командорско-Алеутской островной дуги**

В тех местах, где колонии морских птиц существовали на протяжении продолжительного времени формировались уникальные экосистемы, называемые орнитогенными из-за ключевого влияния птиц на растительность и почвы. Изменения экосистем в результате таких воздействий были изучены на тех островах Командорско-Алеутской гряды, где в течение голоцена не было наземных хищников или в труднодоступных местообитаниях тех островов, где хищники изначально существовали (Byrd, 1984; Croll et al., 2005; Maron et al., 2006; Мочалова, 2008; Иванов, 2013). Далее мы кратко обозначим некоторые особенности растительного покрова островов, которые удалось обнаружить.

На о. Булдырь на протяжении всей его истории не было наземных хищников. Ни лисы, ни песцы не были заселены на остров из-за отсутствия у него удобной для причаливания береговой линии, поэтому там до сих пор существуют крупные колонии морских птиц (Byrd, 1984; Bailey, 1993). Наземные экосистемы этого острова являются примером того, как могли выглядеть многие из островов гряды до заселения хищниками. На острове обнаружено 119 видов сосудистых растений, которые не отличаются от видов других островов гряды. Однако сравнение с одним из наиболее изученных островов - Амчитка, где хищники были заселены, показало существенные различия растительного покрова этих двух островов (Byrd, 1984). На острове, заселенном хищниками, преобладали сообщества с доминированием *Empetrum*, которые на острове без хищников занимали меньше 3% территории. При этом, на о. Булдырь преобладали сообщества с доминированием *Leymus* и зонтичных, которые на о. Амчитка занимали лишь небольшие площади вдоль береговой линии или на месте древних поселений. Почвы всего о. Булдырь отличаются большей дренированностью и сходны с почвами береговой линии других Алеутских о-вов (Environment of Amchitka Island..., 1977; Byrd, 1984). Кроме того, на о. Булдырь антропогенное воздействие также было менее значительным, поскольку на острове было обнаружено всего одно древнее поселение, тогда как на о. Амчитка велась активная деятельность не только в прошлом, но и в 20 веке. Таким образом, воздействие морских птиц, численность которых не была ограничена наземными хищниками или людьми, на протяжении длительного времени приводило к формированию орнитогенных экосистем на всей площади острова.

Для орнитогенных экосистем помимо соотношения доминирующих видов, характерен другой облик растительных сообществ - они более высокие, крупные и зеленые в местах, где обитают колонии птиц (Bailey, 1993; Мочалова, 2008). Виды, которые встречаются в таких экосистемах, преобладают в береговых сообществах всех островов Командорско-Алеутской гряды, однако там, где формируются колонии птиц, характерные виды растений встречаются значительно дальше от берега моря (Мочалова, 2008; Иванов, 2013). На тех островах, куда были завезены наземные хищники, преобладают менее продуктивные растительные сообщества с доминированием вересковых кустарничков или разнотравья.

Сравнение почв на Алеутских о-вах с интродуцированными хищниками и без них показало, что отличаются не только биомасса и состав растительности, но также химические характеристики почв (Croll et al., 2005; Maron et al., 2006). Гуано морских птиц примерно на 80% состоит из мочевиной кислоты, которая быстро минерализуется в доступные формы азота  $\text{NH}_4^+$  и  $\text{NO}_3^-$  (Otero et al., 2018). В почвах, распространенных вблизи колоний морских птиц, помимо повышенного содержания доступных форм азота отмечены также высокие значения

$d^{15}N$  (Croll et al., 2005; Maron et al., 2006; Caut et al., 2012). Увеличенное относительное содержание тяжелого изотопа азота связано с его морским происхождением (Otero et al., 2018). Именно интенсивный привнос морского азота в бедные наземные экосистемы островов приводит к формированию злаковых сообществ с относительно высокой продуктивностью и биомассой.

В целом, разнообразное влияние гуано на почвенные процессы и растительность обнаружено во многих других районах Земли (Caut et al., 2012; Zwolicki et al., 2013; Otero et al., 2018; Turner-Meservy et al., 2022). Показано также, что динамика  $d^{15}N$  в торфяных отложениях может служить индикатором влияния колоний морских птиц на наземные экосистемы (Davidson et al., 2018). Так, на одном из островов Алеутской гряды подтверждено значительное отличие берегового торфяника и торфяника внутри острова по этому показателю (Savinetsky et al., 2010, 2014). Изучение именно этих торфяников с целью реконструкции растительности, позволит оценить продолжительное влияние колоний морских птиц на наземные экосистемы островов Командорско-Алеутской гряды.

Интенсивность привноса биогенных элементов с гуано морских птиц в наземные экосистемы островов связана с размером их колоний (Zwolicki et al., 2016). Одним из факторов, определившим динамику численности птиц на протяжении десятилетий является климат (Diamond, Devlin, 2003; Springer et al., 2007; Bond, 2011; Sydeman et al., 2017). На территории Берингова моря показана сложная зависимость продуктивности моря и размера колоний, которые увеличиваются в периоды похолодания (Anderson et al., 2005). По археологическим данным также известно, что в результате заселения небольших островов человеком численность птиц снижалась (Lefevre et al., 2010). В результате сокращения колоний, изменялся и привнос в экосистемы дополнительной органики. Таким образом, древние алеуты могли опосредованно оказывать значительное воздействие на растительный покров.

## Заключение

Изучение климата и экосистем прошлого позволяет прогнозировать возможные закономерности развития современных экосистем в условиях глобальных климатических изменений. Растительность, поставляющая первичную продукцию в экосистемы, является ключевым компонентом общей биоты Земного шара. Острова Командорско-Алеутской гряды являются уникальным объектом для изучения закономерностей формирования растительности в голоцене из-за сниженного антропогенного воздействия и значительной протяженности

архипелага. Все растительные сообщества этой гряды разделяют на три основных типа вдоль комплексного высотного градиента, когда с высотой над уровнем моря изменяется также дренированность почв и степень воздействия ветра на сообщества. Немногие работы по реконструкции растительности Алеутских о-вов показали, что ключевыми факторами, определяющими смены растительных сообществ в голоцене были климат, вулканические извержения и локальные особенности почв, на которых формировались растительные сообщества. Антропогенное воздействие на острова считалось минимальным, поскольку алеуты, населявшие острова в течение последних 9000 лет, были морскими охотниками и не имели сельского хозяйства. В результате открытия гряды экспедицией Беринга в 18 веке, на многих островах были интродуцированы лисы и песцы, которые значительно сократили, обитавшие там ранее крупные колонии морских птиц. Растительность на островах с сохранившимися колониями птиц отличается продуктивностью, высотой и доминированием злаков и зонтичных. На островах, где в течение полутора веков количество птиц заметно сократилось, стали преобладать низкопродуктивные кустарниковые тундры. Кроме того, древние алеуты охотились на морских птиц и в процессе освоения островов также могли влиять на их численность, что могло сказаться на растительном покрове, однако данный фактор формирования растительности Алеутских островов ранее не был изучен. Несмотря на наличие ряда работ посвященных краткосрочной и долгосрочной динамике растительности, остается неясным, как именно комплексное взаимодействие различных факторов отражалось на составе и смене растительных сообществ. Таким образом, данная работа посвящена изучению того, как именно климат и вулканическая активность влияли на растительность островов Командорско-Алеутской, а также тому, какое воздействие оказывали колонии морских птиц и древние алеуты в течение голоцена.

## ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Особенности формирования растительности Командорско-Алеутской гряды в голоцене были изучены с помощью интерпретации реконструкций смен растительных сообществ и условий торфообразования на семи островах - Умнак (Лисьи о-ва), Уналашка (Лисьи о-ва), Карлайл (Четырёхсопочные о-ва), Атка (Андреяновские о-ва), Адак (Андреяновские о-ва), Шемья (Ближние о-ва) и Атту (Ближние о-ва). В данной работе были сделаны реконструкции истории растительности и условий торфообразования, полученные по четырем торфяникам: Илиулиук (о. Уналашка), CR-03 (о. Карлайл), Алкан Крик (о. Шемья), МакДональд Поинт (о. Шемья). Для определения возраста перечисленных отложений и построения их моделей роста мы использовали радиоуглеродное датирование. Также, в связи с совершенствованием методов калибровки радиоуглеродных дат, мы заново откалибровали и построили модели роста уже изученных отложений торфяников с Алеутских о-вов: Умнак (Лисьи о-ва), Атка (Андреяновские о-ва), Адак (Андреяновские о-ва), Атту (Ближние о-ва) (Рис. 1.1, 2.1; Heusser, 1973; 1978; 1990; Noguchi et al., 2018).

На островах Уналашка, Карлайл и Шемья был проведен ботанический анализ крупных растительных остатков для определения типа торфа и реконструкции локальных смен растительных сообществ. Анализ стабильных изотопов (углерод и азот) был проведен для выявления условий локального увлажнения, особенностей залегания и разложения торфа, а также эпизодов дополнительного привноса в экосистемы островов морского азота. Реконструкция истории растительности была выполнена с помощью спорово-пыльцевого анализа. Далее мы кратко рассмотрим методы, использованные в работе и особенности пробоподготовки.

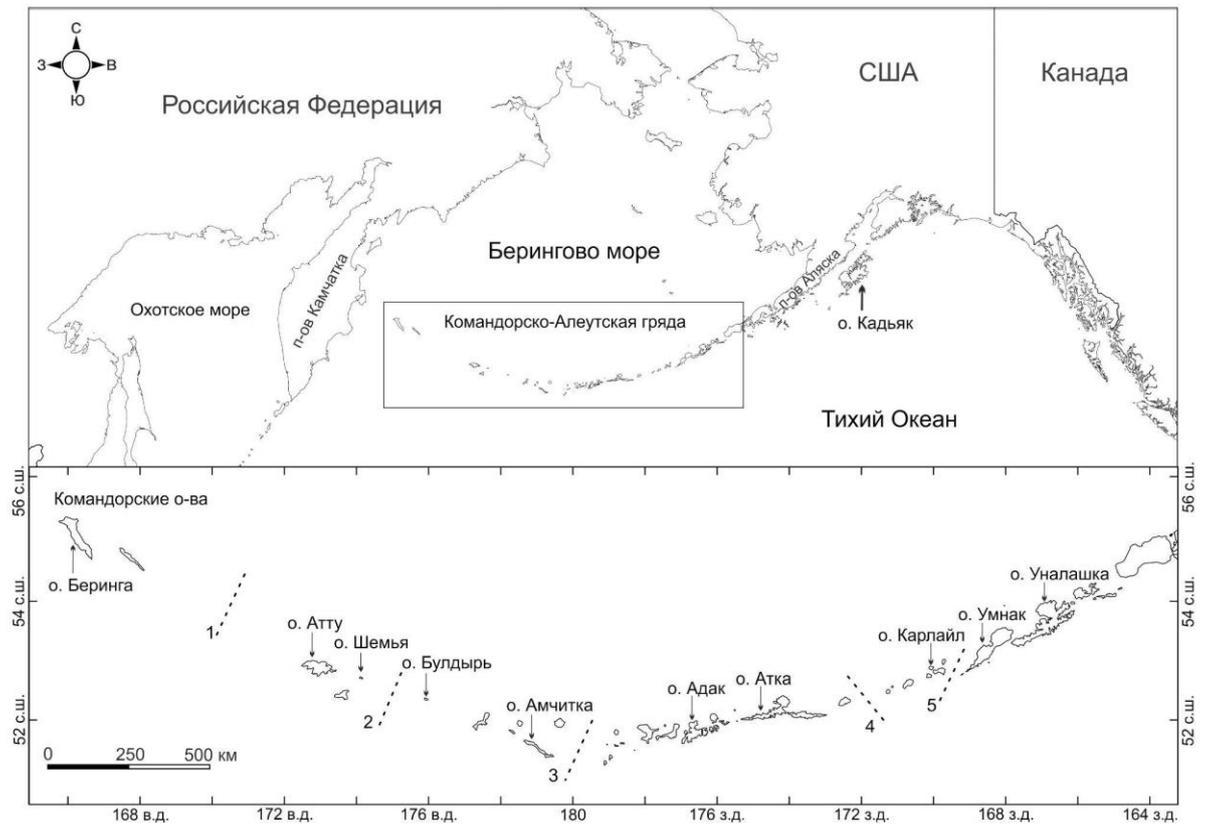


Рисунок 2.1 Карта района исследования. На карте отмечены острова, на которых ранее проводились исследования по реконструкции растительности (острова Умнак, Атка, Адак, Атту, Беринга) и острова, для которых получены оригинальные данные в рамках диссертационной работы (острова Уналашка, Карлайл, Шемья). Линиями с точками отмечены глубокие проливы, разделяющие группы островов.

## 2.1 Краткий обзор методов, использованных в работе

### Радиоуглеродное датирование

Радиоуглеродное датирование является одним из методов радиоизотопного датирования и позволяет определять абсолютные возраста органических объектов вплоть до 55000 л.н. (Арсланов, 1987; Radiocarbon and climate change..., 2016; van der Plicht, 2020). Метод основан на измерении соотношений радиоактивного изотопа  $^{14}\text{C}$  к стабильному изотопу углерода  $^{12}\text{C}$  в торфе и растительных остатках. Изотоп  $^{14}\text{C}$  постоянно образуется в атмосфере в небольших количествах и поступает в растения в виде углекислого газа, таким образом, изотопный состав

организма отражает соотношение стабильного и радиоактивного изотопов углерода в атмосфере. После смерти химический обмен организма и атмосферы прекращается, и остается только радиоактивный распад  $^{14}\text{C}$ , полупериод которого равен 5730 лет (van der Plicht, 2020). Соотношение изотопов позволяет определить, сколько времени (периодов полураспада) прошло с момента захоронения объекта благодаря предположению об относительно стабильном соотношении изотопов углерода ( $^{12}\text{C}$  и  $^{14}\text{C}$ ) в атмосфере. Корректировка полученных первичных результатов проводится по калибровочным кривым, построенным на основании датирования объектов с известным возрастом и позволяет учесть различные факторы, влияющие на содержание радиоактивного углерода и его накопление в организмах (Ramsey, 2001; Reimer et al., 2013, 2020; van der Plicht et al., 2020).

При изучении торфяников радиоуглеродное датирование позволяет определить время начала торфонакопления и формирования его слоев, а при достаточном количестве дат также построить модель скорости роста отложения, то есть получить вероятные даты формирования каждого сантиметра отложения. Датирование позволяет определить время смен растительности или любых других событий, зафиксированных в торфяном отложении и соотносить их с климатическими событиями или другими реконструкциями.

Измерение соотношения изотопов  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  может быть проведено различными методами. В данной работе мы использовали сцинтилляционный метод и ускорительную масс-спектрометрию (УМС), которые значительно отличаются по необходимому количеству образца и точности датирования. Сцинтилляционный метод основан на анализе бензола, синтезированного из углерода изучаемого образца (Арсланов, 1987). Для получения бензола необходимы относительно большие образцы (весом от 20 до более чем 200 г). При датировании торфяников, как в данной работе, используют нерастворимую фракцию торфа размером меньше 0,5 мм. Полученную фракцию химически обрабатывают последовательным кипячением в растворах кислоты-щелочи-кислоты, обугливают без доступа кислорода, а затем спекают в реакторе с литием, получая карбид лития, из которого получают ацетилен, из которого в результате реакции тримеризации и образуется бензол. Бензол с добавленным сцинтиллятором поступает в счетную установку для регистрации фотона, испускаемого сцинтиллятором, что позволяет определить соотношение изотопов углерода и соответствующую некалиброванную радиоуглеродную дату. В отличие от сцинтилляционного метода (образцы), УМС метод в тысячи раз чувствительнее, благодаря чему позволяет датировать небольшие образцов весом от 10 мг до 10 г (Hedges, Gowlett, 1986; Зазовская, 2016). Материал для датирования обрабатывают кислотно-щелочным методом, удаляя гуминовые вещества, переводят в графит на специальной линии пробоподготовки, и затем отправляют на анализ в ускорительный масс-спектрометр

(Radiocarbon and climate change..., 2016). Ошибка дат, полученных этим методом, в целом, значительно ниже (до нескольких десятков лет), чем дат, полученных сцинтилляционным (до пары сотен лет).

Даты, полученные обоими методами, были откалиброваны для определения календарного возраста и построения модели роста отложения (рис. 2) в пакете “Bchron” 4.2.6 (Parnell, 2015) в статистической среде R v. 3.6.2 (R Core Team, 2021) с использованием “наземной” калибровочной кривой “IntCal13” (Reimer et al., 2013). Детали и математический аппарат, используемый в пакете, можно найти в работе Хаслетта и Парнелла (Haslett, Parnell, 2008). Модель роста отложения представляет собой вероятностную кривую, на которой соотносятся радиоуглеродные даты и календарные возраста. При представлении результатов моделирования мы получаем таблицу с медианой и диапазон  $\pm 2\sigma$  вокруг для каждого сантиметра отложения.

### **Ботанический анализ торфа**

Ботанический анализ представляет собой определение содержащихся в торфе остатков растений для установления состава растительности, формирующей торфяное отложение на протяжении всей его истории. В образец для ботанического анализа добавляют большое количество воды, после чего проводят подсчет и определение растительных остатков (стеблей, листьев, корней, коры, семян сосудистых растений и фрагменты мхов) под бинокулярным стереомикроскопом с увеличением от 10 до 50 крат. Оценка количества отдельных торфообразователей обычно производится на глаз, в процентах или по 10-балльной системе (Куликова, 1974; Mauquoy et al., 2010; Novenko et al., 2019). В процессе определения растительных остатков также определяют степень разложения торфа, оценивая процентное соотношение неструктурированной органической массы относительно растительных остатков. Метод имеет существенные ограничения, во-первых, потому что растительные остатки сохраняются неравномерно или могут полностью разлагаться. Во-вторых, метод применим только для местообитаний с торфообразованием. Тем не менее, на подходящей территории ботанический анализ позволяет реконструировать локальную характеристику смен растительных сообществ. Он может быть также важным дополнением для других методов реконструкции, т.к. дает точную информацию о локальной растительности и имеет более высокое таксономическое разрешение, что может быть особенно актуально для некоторых семейств, виды которых не отличаются по пыльце (в первую очередь виды семейств Poaceae и

Сурегасеае, которые распространены в разных условиях). Образцы для ботанического анализа отбирают мощностью несколько сантиметров, в отличие от методов, в которых изучаются микроостатки - пыльца или непыльцевые палиноморфы (non-pollen palynomorphs (NPP): споры грибов, цисты, устьица растений, остатки водорослей, некоторых беспозвоночных животных), где возможно анализировать образцы мощностью 1 и менее см. В данной работе мы отбирали образцы с выбранных глубин с учетом стратиграфии отложения объёмом около 20 см<sup>3</sup>. Все образцы отбирали в отдельные пластиковые пакеты и отправляли на анализ в Лабораторию болотных экосистем Карельского научного центра Российской академии наук (КарНЦ РАН). Анализ всех образцов выполнен главным биологом лаборатории Стойкиной Натальей Васильевной. К сожалению, некоторые растительные остатки не удалось определить до вида из-за отсутствия доступных атласов и коллекций для данной территории. В результатах некоторые виды указаны как “тип” с наименованием морфологически сходного вида, который не встречается на Алеутских о-вах. Результаты представлены в виде диаграмм с процентными соотношениями различных таксонов, которые мы строили в программе Tilia software v.2.0.41 (Grimm, 2015). Также на диаграммы добавлены результаты стратиграфически ограниченного кластерного анализа (CONISS) (Grimm, 2015).

### **Анализ стабильных изотопов углерода и азота**

Анализ стабильных изотопов - это метод определения изотопного состава химического элемента в образцах различного генезиса (Michener, Lajtha, 2008). В данной работе мы использовали соотношения стабильных изотопов углерода ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) и азота ( $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ). Кроме стабильных изотопов углерода  $^{12}\text{C}$  и азота  $^{14}\text{N}$ , в атмосфере присутствуют стабильные изотопы  $^{13}\text{C}$  и  $^{15}\text{N}$ , содержащиеся в незначительных количествах. Химические свойства стабильных изотопов одинаковы, однако их различие по весу иногда приводит к изотопному фракционированию, в результате которого продукт химической реакции будет отличаться по составу изотопов от исходных соединений (Dawson, Siegwolf, 2007; Michener, Lajtha, 2008; Montoya, 2008; Моргун и др., 2008). Фракционирование углерода в растениях происходит в первую очередь в процессе фотосинтеза (фиксации атмосферного углерода в органические соединения), в результате которого в тканях растения происходит обеднение тяжелым изотопом углерода по сравнению с углеродом воздуха. Тип фотосинтеза влияет на степень обеднения: у растений с типом фотосинтеза C3 диапазон  $\delta^{13}\text{C}$  от -22 до -32‰ (знак минус отражает обеднение тяжелым изотопом, в среднем -27‰), у C4 - от -10 до -18‰ (в среднем -13‰), у САМ

от -10 до -28‰ (Dawson, Siegwolf, 2007; Marshall et al., 2007; Моргун и др., 2008). В исследуемом регионе преобладают растения с C3-типом фотосинтеза с разным соотношением изотопов углерода. В процессе отмирания части растений захораниваются и превращаются в торф, изотопный состав которого может отличаться сначала на 1‰, а затем с глубиной увеличиваться еще на 4‰. Фракционирование происходит в процессе постепенного разложения органического вещества микроорганизмами и беспозвоночными и может отражать локальные условия формирования торфяника, что позволяет изучать динамику этих условий.

В торфяных отложениях п-ова Аляска также показано, что динамика показателя  $\delta^{13}\text{C}$  в большей степени отражает изменения окружающей среды и климата, чем отличие изотопного состава растений торфообразователей (Jones, 2008). Относительное уменьшение участия тяжелого изотопа  $^{13}\text{C}$ , как правило, происходит в условиях большего локального увлажнения, когда снижена активность микроорганизмов, предпочитающих более легкий изотоп углерода  $^{12}\text{C}$  (Skrzypek et al., 2008). При увеличении дренажа и уменьшении локального увлажнения  $\delta^{13}\text{C}$  относительно увеличивается, так как начинает активно использоваться изотоп  $^{12}\text{C}$ . Кроме того для континентальной Берингии также показано различие изотопного сигнала осок и злаков, произрастающих в условиях с различным режимом увлажнения, что позволяет использовать этот показатель с большей уверенностью (Wooller et al., 2007). Среди злаков отличие изотопной подписи в более влажных и более сухих условиях статистически значимо, изотопный сигнал осок перекрывается, тем не менее, у тех и других растений,  $\delta^{13}\text{C}$  ниже в более влажных условиях и выше, в относительно более дренированных. Мы предполагаем, что на Алеутских о-вах динамика стабильных изотопов углерода в торфе отражает изменение условий локального увлажнения на протяжении большей части голоцена.

Процессы формирования торфа в меньшей степени отражаются в динамике  $\delta^{15}\text{N}$ , однако в случае бедных наземных экосистем островов в океаническом климате с интенсивным выщелачиванием, этот показатель может указывать на дополнительный привнос органического вещества (Montoya, 2008). Соотношение изотопов азота в наземных торфяниках отражает особенности усвоения азота различными видами растений. Однако в морских экосистемах органическое вещество имеет повышенное содержание тяжелого изотопа  $^{15}\text{N}$  (Montoya, 2008; Caut et al., 2012) и его дополнительный привнос с гуано морских птиц на берег отражается в больших значениях  $\delta^{15}\text{N}$  в почве и торфе вокруг крупных колоний (Ellis, 2005; Callaham et al., 2012; Caut et al., 2012; Duda et al., 2021). Мы также использовали  $\delta^{15}\text{N}$  как индикатор привноса морского азота в наземные экосистемы Алеутских о-вов с гуано птиц – увеличение значения показывает увеличение влияния колоний морских птиц (Croll et al., 2005; Maron et al., 2006; Savinetsky et al., 2010, 2014).

Соотношение массового участия углерода и азота (C/N) также используется как показатель изменения условий торфонакопления. Интерпретация показателя основана на наблюдаемом обогащении органического вещества азотом по сравнению с углеродом в процессе его минерализации, то есть у более разложившегося торфа C/N будет ниже. Динамика показателя может отражать относительное локальное увлажнение поверхности торфяника, которая в свою очередь влияет на скорость и степень разложения формирующегося торфа (Malmer, Holm, 1984). При этом, как и в случае с соотношениями стабильных изотопов, значение C/N различных растений может отличаться, и это нужно учитывать при интерпретации результатов (Hornibrook et al., 2000). Так, например, осоковый торф может иметь значения около 20, в то время как C/N сфагновых торфов может быть выше 60. Мы предполагаем, что ботанический анализ выбранных торфяников позволит установить, что в большей степени влияло на динамику этого показателя - изменение условий торфонакопления или состава торфообразователей.

Для анализа стабильных изотопов мы брали торф без какой-либо химической обработки и высушивали его в пробирках типа “эппендорф” при температуре 63°C в течение нескольких дней. Специальная химическая обработка не проводилась, чтобы исключить потерю соединений азота из образца из предположения, что содержание биогенных карбонатов, которые могли бы повлиять на соотношение изотопов углерода, в образце незначительно (Bergstrom et al., 2002). Образцы высушенного торфа измельчали на вибрационной шаровой мельнице со стальными стаканами (RETSCHE) в течение 1-2 минут в зависимости от количества минеральной части - образцы с большим содержанием минеральной части измельчались дольше. Торф помещали в оловянную капсулу и взвешивали на весах Mettler Toledo MX5 (точность взвешивания  $\pm 1$  мкг) - размер навески варьировал от 1300 мкг чистого торфа до 3000 мкг в случае высокой минерализации или присутствия пеплов. Далее образцы сжигались в изотопном масс-спектрометре Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS) Finnigan Delta V Plus в Центре коллективного пользования “Инструментальные методы в экологии” ИПЭЭ РАН. Соотношение изотопов азота и углерода представлено далее в виде  $\delta$  (дельта) относительно международных стандартов атмосферного азота и кальцита окаменелости *Belimnitella americana* геологической формации Пиди (VPDB).

$$\delta X(\text{‰}) = [(R_{\text{образец}}/R_{\text{стандарт}}) - 1] \times 1000$$

где, R - соотношение тяжелого и легкого изотопов ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  или  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ).

Образцы были проанализированы с помощью эталонного газа, калиброванного по эталонным материалам Международного агентства по атомной энергии USGS 40 и USGS 41 (глутаминовая кислота) и IAEA CH3 (целлюлоза). Смещение при измерении скорректировано анализом в каждой партии серии навесок лабораторного стандарта (альфа). Стандартное отклонение значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{15}\text{N}$  в USGS 40 было меньше 0,2%. Помимо соотношений стабильных изотопов, также было измерено массовое соотношение углерода по отношению к азоту (C/N).

Химические и физические преобразования органического вещества в анаэробных условиях могут приводить к изменению соотношений стабильных изотопов углерода и азота торфа (Kuhry, Vitt, 1996). В результате подобных процессов меняется изотопная подпись растений торфообразователей и условий формирования торфа, что впоследствии не позволит реконструировать первичные условия формирования. Так, например, в ходе образования метана после захоронения торфа, соотношение C/N уменьшается в колонке торфа с глубиной и увеличивается участие тяжелого изотопа углерода ( $^{13}\text{C}$ ) (Dawson, Siegwolf, 2007; Jones et al., 2010). В аэробных условиях, наоборот быстрее разлагаются соединения с азотом (Jones, 2008). Совместное использование соотношения массового участия углерода к азоту (C/N) и  $\delta^{13}\text{C}$  позволяет оценивать степень разложения торфа (Biester et al., 2014). Если в слое торфа наблюдается потеря C относительно N, это указывает на потерю торфом массы (Kuhry, Vitt, 1996; Hornibrook et al., 2000). В случае одновременного увеличения значений  $\delta^{13}\text{C}$  можно говорить об изотопном фракционировании в процессе разложения торфа микроорганизмами, которые в процессе жизнедеятельности чаще используют более легкий изотоп углерода ( $^{12}\text{C}$ ) (Kalbitz et al., 2000). Выявить процессы анаэробной трансформации органического вещества уже после захоронения торфа возможно, например, по относительно высоким коэффициентам корреляции между показателями C/N и  $\delta^{13}\text{C}$ . В случае высоких положительных корреляций результаты анализа стабильных изотопов в меньшей степени отражают условия формирования отложения на момент его захоронения из-за диагенетических трансформаций. Коэффициенты корреляции для C/N и  $\delta^{13}\text{C}$ , а также для глубины отложения, относительного участия осоки *C. lyngbyei* в ботаническом составе торфа,  $\delta^{15}\text{N}$ , %C и %N мы рассчитали в пакете ggplot2 в статистической среде R (R Core Team, 2021). Все рисунки с результатами анализа стабильных изотопов также сделаны в статистической среде R с помощью пакета ggplot2.

### Инфракрасная спектроскопия (ИК)

Инфракрасная спектроскопия (ИК-спектроскопия с Фурье преобразованием) - или FTIR (Fourier-transform infrared spectroscopy) - метод получения инфракрасного спектра поглощения вещества в твердом, жидком или газообразном состоянии. Спектральные методы анализа основаны на взаимодействии вещества и электромагнитного излучения. В спектрометре на вещество действует поток излучения определенной интенсивности, которая уменьшается в результате частичного поглощения веществом энергии, а также процессов отражения и рассеивания. Интенсивность потока складывается из суммы интенсивности процессов поглощения, рассеивания, отражения и интенсивности потока, прошедшего через вещество (Колесник, Саполетова, 2011). В области инфракрасного излучения (ИК) энергия фотонов характеризуют волновым числом, с размерностью  $1/\text{см}$ , которое отражает число длин волн, помещающихся на отрезке в 1 см. Волновое число находится в прямой зависимости с энергией, которой обладает характеризующий фотон. Спектр поглощения вещества в ИК-спектроскопии представляет собой график интенсивности поглощения в диапазоне волновых чисел (Тарасевич, 2012).

В средний ИК-диапазон (от 2 до 10 мкм) энергии попадает большое число излучений колебательно – вращательных связей функциональных групп молекул органических и неорганических (Смит, 1982). С использованием ИК-спектроскопии вещества можно идентифицировать, сравнивая с ИК-спектрами (библиотеками спектров) известных соединений, а также определять химические и физические характеристики сложных молекулярных систем, оценивая вклад интенсивностей поглощения различных функциональных групп (Колесник, Саполетова, 2011).

Результатом такого анализа для каждого образца является спектр основных волновых чисел, в которых происходит абсорбция колебательных движений тех или иных функциональных групп молекул.

По соотношению интенсивностей различных химических групп, отражающих сложные органические соединения, можно судить о динамике органического вещества в процессе формирования торфяной колонки. Так, например, оценивают степень гумификации образцов почвы или торфа – рассчитывая индекс гумификации как отношение интенсивности абсорбции в  $1630/\text{см}$  к интенсивности абсорбции в  $1053/\text{см}$  (Broder et al., 2012, Krumins et al., 2012; Biester et al., 2014). Индекс отражает соотношение лигнинов и полисахаридов. Поскольку лигнины относительно более устойчивы в торфе, чем полисахариды, по динамике их соотношения можно судить о процессах разложения, которые увеличиваются с увеличением доступности кислорода в результате смены гидрологического режима болота.

Для ИК-спектрометрии мы брали образцы торфа и исключали из них видимые невооруженным глазом крупные части растений. Отобранные образцы высушивали в пробирках при температуре 105°C, затем мололи на вибрационной шаровой мельнице со стальными стаканами (RETSCH) в течение 1-2 минут в зависимости от количества минеральной части - образцы с большим содержанием измельчались дольше, после чего измельченные образцы помещали в эппендорфы и хранили при температуре 105°C в сушильном шкафу. Для анализа необходима прозрачная таблетка, содержащая образец, которую мы получали из KBr по методике рекомендуемой для ИК-спектрометров (OMNIC User's Guide, 2006) с некоторыми дополнениями (Broder et al., 2012, Kruminis et al., 2012, Teong et al., 2016). В течение всего процесса приготовления серии образцов, порошок химически чистого KBr хранился в стеклянной посуде в термостате при температуре 105°C для предотвращения избыточного поглощения воды. Каждая серия анализа включала в себя шесть таблеток, в пяти из которых содержались образцы, а шестая, содержала только KBr и служила фоном. Таблетки были зафиксированы в стальных нержавеющих формах, служащих подставками при проведении анализа. Для определения фонового сигнала в пресс-форму помещали порошок KBr весом  $200 \pm 0,1$  мг; в случае с образцами в форму помещали порошок KBr весом  $200 \pm 0,1$  мг и  $2 \pm 0,1$  мг высушенного и измельченного торфа, предварительно взвешенного. Порошок перемешивали стальной палочкой, равномерно распределяли внутри формы и закрывали более тяжелой частью формы, после чего форму подключали к вакуумному насосу с давлением около 0,003 бар в течение 10 минут. Затем в течение 5 минут таблетки прессовали под давлением около 170 бар. Образцы в стальных держателях извлекали из прессовальной формы и помещали в индивидуальные стеклянные бюксы, которые хранили в сушильном шкафу до анализа при температуре 105°C для предотвращения попадания в образец лишней влаги из воздуха. По прошествии минимум 6 часов бюксы извлекали, закрывали притертой стеклянной крышкой и оставляли остывать при комнатной температуре. ИК-Фурье-спектрометр Thermo Scientific Nicolet 380 со стандартным держателем для определения коэффициента пропускания определял спектры поглощения образцов в диапазоне волновых чисел 4000– 400/см. Мы использовали разрешение 4/см и режим 32-сканирования без автокоррекции водяного пара или атмосферного углекислого газа. После измерения образец помещали обратно в бюкс, после измерения всех образцов серию измерений повторяли ещё дважды. Полученные таким образом три спектра для каждого образца усредняют с использованием специализированного программного обеспечения OMNIC 7.3 (OMNIC User's Guide, 2006). Для каждого полученного спектра проводили корректировку базовой линии (по линейному алгоритму аппроксимации) по одному набору базовых точек, после чего проводили сглаживание. Просмотр спектров проводили с помощью

пакета ChemoSpec package v. 4.4.17 (Hanson, 2017) в статистической среде R v. 3.4.1 (R Core Team, 2021).

Для изучения особенностей накопления органического вещества торфа мы рассчитывали относительный вклад некоторых интенсивностей поглощения и его динамику в отложении. Мы выбрали шесть волновых чисел, которые отражают разные функциональные группы и органические соединения (в скобках указано, какие группы каких соединений поглощают в этой области волновых чисел): 1053/см (полисахариды + соединения кремния), 1410/см (фенольные и алифатические фрагменты), 1510/см (ароматические соединения), 1630/см (лигнин и другие ароматические соединения или алифатические карбоксилаты), 2850/см (ароматические соединения и ненасыщенные алифатические соединения) и 2920/см (ароматические соединения и ненасыщенные алифатические соединения). Мы рассчитали интенсивности ИК-поглощения в каждой из указанных областей, затем умножили на 1000 и разделили на общую площадь поглощения каждого спектра.

С помощью полученных интенсивностей поглощения, мы планировали рассчитать индекс гумификации (ИГ). В типичных ombrotrophic торфяниках ИГ отражает отношение продуктов разложения органического вещества к устойчивым органическим соединениям, в данном случае отношение интенсивности поглощения 1630/см к интенсивности 1053/см (Holmgren, Norden, 1988; Biester et al., 2014). Мы провели анализ корреляций индекса гумификации с интенсивностями ИК-поглощения выбранных групп органических соединений и результатами анализа стабильных изотопов углерода и азота.

### **Спорово-пыльцевой анализ**

Спорово-пыльцевой анализ (СПА) — это метод реконструкции природной обстановки прошлого, использующий статистический учёт пыльцы и спор, извлечённых из последовательно залегающих слоёв разных отложений (Сладков, 1967; Faegri, Iversen, 1989; Moore, Webb, 1991). Метод позволяет реконструировать растительные сообщества прошлого благодаря высокой степени сохранности оболочек пыльцы и спор, состоящих из высокопрочного вещества спорополленина, в некоторых типах отложений (пещеры, торфяники, озерные осадки, лед). В отложениях происходит накопление определенного соотношения палинотипов (пыльцы или спор с различной степенью таксономического разрешения), которое отражает преобладающие типы окружающей растительности.

Большинство исследователей, решавших с помощью СПА задачи палеогеографического характера, пришло к выводу, что современные поверхностные спектры пыльцы достаточно хорошо характеризуют зональную, подзональную и региональную принадлежность растительности, а также специфические особенности, связанные с локальной растительностью и антропогенными факторами (Елина, Филимонова, 2000; Филимонова, 2005). Это подтверждает сравнение субрецентных спектров с сообществами, в которых они отбирались (Heusser et al., 1985). Спектры растительных ассоциаций часто обнаруживают большие отклонения от средних зональных спектров в результате доминирования локального компонента. Наименьшую степень естественной усредненности спорово-пыльцевых спектров по сравнению с отложениями озер и больших болот можно обнаружить в образцах из торфа мелких болот и почвы (Сладков, 1967); они могут быть использованы для палеофитоценологических исследований, т. е. для изучения локальных смен растительности (Березина, Тюремнов, 1965).

Целесообразность использования спорово-пыльцевого анализа для изучения динамики растительности в условиях Арктики и Субарктики достаточно много дискутировалась в литературе. Ряд исследователей (Birks, Birks, 2000; Birks, 2005 и др.) высказывали мнение, что из-за низкой пыльцевой продуктивности северных фитоценозов палиноспектры открытых тундровых и лесотундровых местообитаний могут быть сильно искажены за счет пыльцы деревьев, занесенной ветром из южных регионов. Другое возможное ограничение пыльцевого метода – низкое таксономическое разрешение. Сложность определения многих важных индикаторных таксонов до вида затрудняет интерпретацию ископаемых палиноспектров. В то же время исследования на Кольском п-ове показали, что, в условиях субарктического климата, несмотря на некоторые ограничения метода, субрецентные палиноспектры достаточно адекватно отражают как региональную растительность (северная тайга, лесотундра, тундра), так и локальную (Филимонова, 2005). Подобные результаты были получены и для севера Америки, в том числе для островов Канадского Арктического архипелага (Gajewski, 2008). Увеличение таксономического разрешения метода возможно благодаря детальным флористическим исследованиям и созданию реферативных коллекций пыльцы (Gajewski, 2008). Также зачастую достаточно сложно установить радиус растительности, пыльца которой накапливается в том или ином отложении. Тем не менее, спорово-пыльцевой анализ остается одним из немногих способов реконструкции растительных сообществ прошлого.

Образцы для спорово-пыльцевого анализа отбирали в мерный цилиндр, после чего для определения концентрации пыльцы и спор добавляли специальные маркеры (Stockmarr, 1973). Точный объем образцов указан при описании отбора образцов каждого из изученных торфяных

отложений. В каждый образец добавляли таблетки спор *Lycopodium clavatum* из партий № 483216 (18583 споры в таблетке) или №1031 (10848 спор в таблетке). Затем образцы обрабатывали в водяной бане в растворе соляной кислоты (10% HCl) для удаления карбонатов в течение трех минут. Далее образцы промывали от добавленной кислоты центрифугированием в дистиллированной воде до нейтральной реакции. Гумусовые вещества удаляли из образцов кипячением в течение 5 минут в растворе едкого калия (10% KOH), для предотвращения возможного слипания пыльцевых зёрен и затруднения их определения. Крупные растительные остатки и минеральная фракция удалялись в результате промывания образцов большим количеством воды на сите (0,25 мм). Полученный осадок после отстаивания в химическом стакане переносили в пробирку 15 мл и кипятили в концентрированной плавиковой кислоте (40% HF) в течение 3 минут. Плавиковая кислота удаляла из образцов соединения кремния (SiO<sub>2</sub>), которые образовывали с органическими соединениями коллоидные частицы (фторсиликаты). Образцы отмывали от коллоидных частиц с помощью обработки в слабом растворе соляной кислоты (10% HCl) и последующего центрифугирования, процедуру повторяли дважды. На следующем этапе обработки из образцов удаляли воду добавлением и центрифугированием в ледяной уксусной кислоте (100% CH<sub>3</sub>COOH). Обезвоженные образцы обжигали ацетолизной смесью для удаления остатков органических соединений и придания большей контрастности поверхности пыльцевых зёрен. Для ацетолизной смеси добавляли к девяти частям уксусного (C<sub>4</sub>H<sub>6</sub>O<sub>3</sub>) или пропионового (C<sub>6</sub>H<sub>10</sub>O<sub>3</sub>) ангидрида одну часть концентрированной серной кислоты (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), затем образцы кипятили в течение 5 минут. После остывания образцы центрифугировали, заливали ледяной уксусной кислотой и центрифугировали снова. Затем образцы заливали раствором щелочи (10% KOH), нагревали и центрифугировали горячими для прекращения действия ацетолизной смеси. После всех этапов химической обработки образцы отмывали дистиллированной водой с помощью центрифугирования. Отмытые образцы переносили в пробирки типа “эппендорф” объемом 2 мл и смешивали с глицерином для дальнейшего хранения.

Определение пыльцы и спор проводили с помощью атласов и ключей (Reille, 1998, 1999; Faegri, Iversen, 1989; Moore, Webb, 1991; Demske et al., 2013), электронных баз данных пыльцевых типов (Martin, Harvey, 2017), а также электронных фотографий реферативной коллекцией пыльцы и спор, представленной профессором Конрадом Гаевски (Университет Оттавы, Канада). Большинство пыльцевых типов мы определили до уровня семейства. Несмотря на наличие соответствующих определительных ключей (Warner, Chinnappa, 1986; Sarwar, Takahashi, 2014), пыльца Ericaceae была определена до уровня семейства, поскольку родовые особенности типов не всегда были различимы. Пыльца была посчитана под световым

микроскопом Axioskop ZEISS с увеличением  $\times 400$ , как минимум до 500 пыльцевых зерен в тех образцах, где это было возможно. Процентное соотношение пыльцевых зерен (п.з.) было рассчитано от суммы всей пылицы в образце, а процентное соотношение спор от суммы пыльцевых зерен и спор в образце. Для построения спорово-пыльцевых диаграмм была использована программа Tilia и TGView software v.2.0.41 (Grimm, 2015). Пыльцевые зоны были выделены с помощью стратиграфически ограниченного кластерного анализа (CONISS) (Grimm, 2015). Пыльцевой поток (pollen influx) рассчитывали в Microsoft Office Excel, умножая общую концентрацию пылицы и спор (total pollen concentration) на скорость накопления торфа (sedimentation rate) для каждого образца.

В следующих разделах мы рассмотрим острова Командорско-Алеутской гряды, на которых реконструировали растительность, чтобы иметь представление о размерах, географических, геоморфологических особенностях объектов исследования. В рамках этой же главы мы рассмотрим острова, результаты реконструкций растительности на которых, представлены в литературных источниках (Heusser, 1973, 1978, 1990), поскольку для этих островов мы построили новые модели роста отложений. Модели роста отложений также несколько поменяли представления о времени основных этапов изменения растительности на данных островах. Острова будут описаны с востока на запад вдоль гряды, с указанием тех методов и анализов, которые были использованы для их исследования, а также предоставлена информация о числе радиоуглеродных дат на отложение. Географические координаты островов и торфяных отложений указаны с помощью веб-версии программы Google Earth (Версия 9.152.0.1 2021).

## **2.2 Восточные Алеутские острова**

### **2.2.1 Остров Уналашка (Лисьи острова)**

Остров Уналашка относится к группе Лисьих о-вов, расположен в восточной части Алеутских о-вов (Рис. 1.1, 2.1; Табл. 2.1). Близость острова к п-ову Аляска делает его особенно интересным: во-первых, люди начали посещать этот остров еще в раннем голоцене, во-вторых, во флору острова попадали виды растений из Берингии (обширного массива суши, соединяющего во время оледенений Америку и Азию), и, в-третьих, это один из наиболее доступных для изучения островов архипелага. О. Уналашка один из немногих островов архипелага, на котором было проведено изучение растительности от береговых до альпийских сообществ (Talbot et al., 2010б). Это самый крупный из рассмотренных в работе островов: 128

км в длину, 55 км в ширину и общей площадью 2720 км<sup>2</sup>. Рельеф о. Уналашка неровный, с более высокой и гористой северной частью и более пологой и низкой южной часть. Самой высокой точкой является один из наиболее активных вулканов гряды - стратовулкан Макушин высотой 1800 м н.у.м (Larsen et al., 2020) или 2036 м (Lerner et al., 2020). Среднегодовая температура составляет 4,5°C, годовое количество осадков достигает 1458 мм, август является наиболее теплым месяцем в году со среднемесячной температурой 14,8°C, в холодные месяцы температура, в среднем, около 0°C (Talbot et al., 20106).

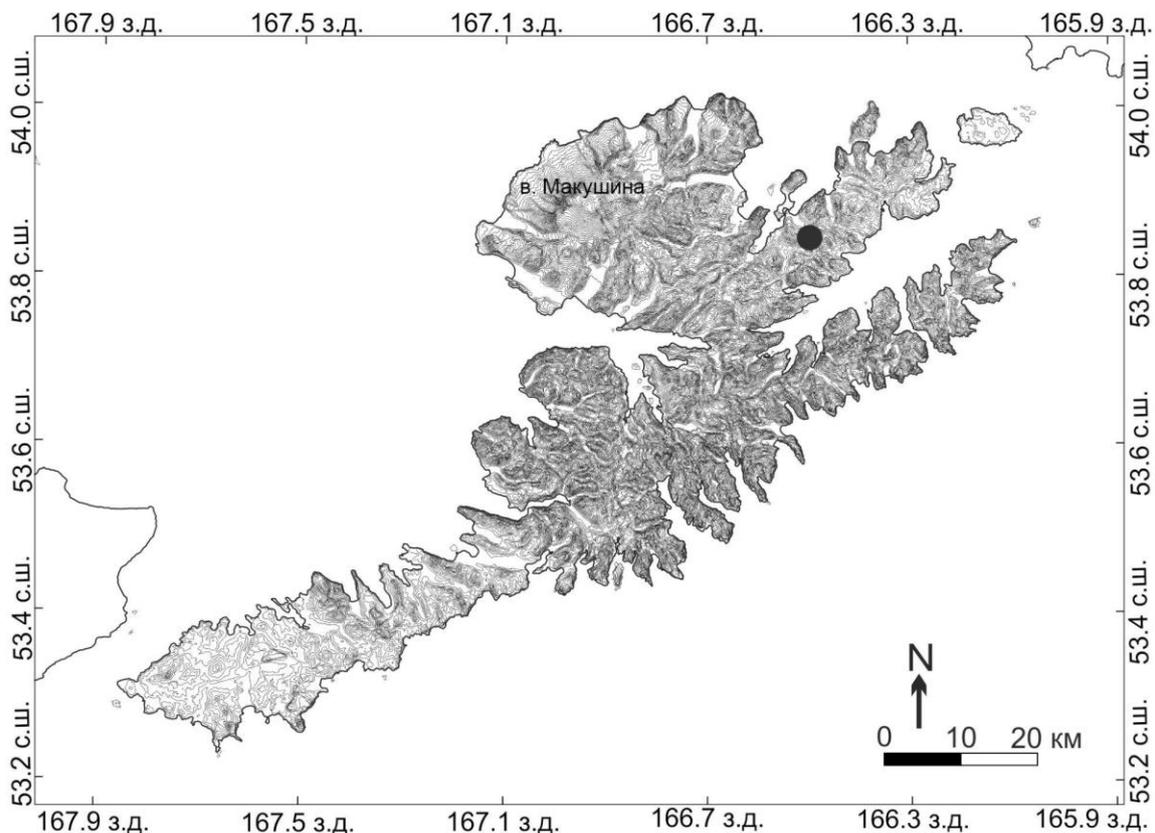


Рисунок 2.2. Остров Уналашка (Лисьи острова). Темно-серым кружком отмечено место расположения торфяного отложения Илиулиук.

Наиболее древние археологические свидетельства заселения людьми представлены на небольшом о. Хог, находящемся в заливе о. Уналашка, и содержат только каменные орудия и их фрагменты. Культуру, описанную по этим артефактам назвали Ранняя Анангула и примерно датируют возрастом 9000-7000 л.н. (Knecht, Davis, 2001, 2008). На самом о. Уналашка представлены памятники, начиная с культурной традиции Поздняя Анангула, возраст которых оценивают в 7000-4000 л.н. и более поздние культуры (Knecht, Davis, 2001, 2008).

Таблица 2.1. Краткие физико-географические характеристики островов Командорско-Алеутской гряды (Alaska Climate Summaries..., 1989).

Остров	Группа островов	Широта	Долгота	Площадь, км <sup>2</sup>	Макс. высота, м	раст. до ближ. острова, км	раст. до Камчатки, км	раст. до Аляски, км	Вулк. актив.	ср. Т год, °С	ср. Т тепл. месяца, °С	ср. Т хол. месяца, °С	осадки, мм
Уналашка	Лисьи	53	166 з.	2720	1800/2036	3.3	1947	215	+	4.9	11.5	-0.1	1555
Умнак	Лисьи	52	168 з.	1777	2149/2109	4.5	1889	340	+	3.8	12.0	1.0	1750
Карлайл	Четырехс. опочные	52	170 з.	37.4	1610	2.7	1840	390	+	3.8	12.0	1.0	1750
Атка	Андрейновские	52	174 з.	1049	1533	1.8	1512	758	+	3.3	9.4	-1.1	808
Адак	Андрейновские	51	176 з.	275	1196	1.3	1422	935	+	4.7	10.6	0.2	1400
Шемья	Ближние	52	174 в.	15.3	81	3	732	1508	-	3.8	9.7	-0.7	830
Атту	Ближние	52	173 в.	893	898	30	702	1538	-	3.8	10.3	-1.0	1321

Торфяник отобран на берегу ручья Илиулиук 53° 51' с.ш., 166° 28' з.д. с юго-западной экспозицией склона на высоте 182 м н.у.м в 2018 году в рамках комплексной экспедиции сотрудниками Лаборатории исторической экологии. Расстояние от берега моря до торфяного отложения около 3,7 км. Мощность отобранной колонки составила 187 см. В торфянике выделено 13 видимых слоев пепла, большая часть из которых образовалась в результате извержений вулкана Макушин (Мицуро Окуно, личное сообщение). Из торфяного отложения отбирали брикеты торфа мощностью 20-40 см с помощью мастерков, упаковывали в пищевую пленку, уже в лаборатории разрезали на слои мощностью 1 см. Образцы отбирали в конце мая, что фенологически для о. Уналашка на данной высоте над уровнем моря является ранней весной, когда почти 60% растительного покрова составляет ветошь прошлого года и не цветут никакие растения. В растительном покрове были обнаружены *Empetrum nigrum*, *Plantago macrocarpa*, *Sanguisorba stipulata*, *Salix reticulata*, *Rubus arcticus*, *Geum calthifolium*, *Trientalis europaea*, *Anaphalis margaritacea*, *Geranium erianthum*, *Viola langsdorffii*, *Anemone narcissiflora*, *Equisetum arvense*, *Achillea sibirica*, *Solidago multiradiata*, *Platanthera convallariifolia*, *Castilleja unalaschcensis*, *Leptarrhena pyrolifolia*, *Erigeron peregrinus*, *Lycopodium* sp., *Vaccinium uliginosum*, *Huperzia selago*, *Geum macrophyllum*, *Coptis trifolia*, *Baeothryon cespitosum*, *Carex pliriflora*. До 1% занимал *Sphagnum* sp. Также в большом количестве отмечены остатки злаков и новые побеги, предположительно *Calamagrostis* sp., *Leymus* sp. и *Carex* sp.

Таблица 2.2 Полевое описание торфяного отложения Илиулиук (остров Уналашка), выполнено О. А. Крылович (Лаборатория исторической экологии).

Глубина, см	Описание слоя
0–16	Дернина, тёмно-бурый торф с оранжевыми железистыми включениями, нижняя граница нечёткая, много современных корней
16–24	Торф с большим количеством железистых включений, больше минеральной части, меньше современных корней, цвет более серый из-за минеральной части
24–29	Торф более тёмный, меньше железистых включений, меньше

	минеральной фракции (не такой зернистый), ещё меньше современных корней
29–30	Мелкозернистая тефра
30–32	Серый торф без видимой минеральной зернистости
32–33	Рыжеватый торф без видимой минеральной зернистости
33–36	Серый торф без видимой минеральной зернистости
36–40	Рыжеватая зернистая тефра с тёмной полосой внизу
40–52	Торф светло-бурый с рыжеватыми включениями, плотный с крупными неразложившимися растительными остатками
52–61	Торф более светлый
61–62	Торф серый
62–88	Светло-бурый плотный торф, насыщен крупными неразложившимися растительными остатками
88–90	Тефра
90–95	Светло-бурый плотный торф, насыщен крупными неразложившимися растительными остатками
95–102	Тёмно-серый плотный торф, насыщен крупными неразложившимися растительными остатками
102–103	Торф, насыщенный минеральной частью
103–118	Бурый торф, насыщенный большим количеством растительных остатков
118–122	Тефра, верхние 5 мм тёмно-серые, ниже песчинки размером ~0,5 мм чёрного цвета с растительными остатками коричневого цвета, слой выглядит очень рябым

122–125	Плотный торф без явной минеральной примеси, насыщен растительными остатками, границы неявные
125–144	Жёлтый мелко-зернистый минеральный слой с крупными растительными остатками
144–147	Торф
147–148	Минеральная прослойка тёмного цвета
148–155	Торф
155–157	Минеральная прослойка светлого цвета
157–167	Торф
167–169	Минеральная прослойка светлого цвета
169–187	Торф
187–210	Серая глина с обломками камней размером до 10-15 см
210–215	Глина более тёмного цвета

Для определения возраста торфяника мы отобрали вручную растительные остатки и угли из семи слоев, обработав их кислотнo-щелoчно-кислотным методом (Табл. 3.1). Радиоуглеродное датирование было проведено с использованием ускорительной масс-спектрометрии на NEC Peletron 9SDH-2 системе в Институте Ускорительного анализа (Япония, IAAA) и лаборатории Бэта Аналитик (США, Beta). Соотношение изотопов  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  использовали для корректного расчёта радиоуглеродной даты. Нами также были отобраны растительные остатки из 13 слоев для определения времени вулканических извержений, обработанные кислотным методом для дальнейшего датирования методом ускорительной масс-спектрометрии. Часть полученных результатов добавлено в общую таблицу (Табл. 3.1).

На ботанический анализ было отобрано 20 образцов мощностью 5 см с учетом стратиграфических особенностей, исключая слои пепла, объемом 20-30 см<sup>3</sup>.

На анализ стабильных изотопов углерода и азота было отобрано 16 образцов мощностью по 1 см с интервалами 10-20 см, исключая слои с видимым невооруженным глазом присутствием пепла.

Всего 47 образцов мощностью 1 см было отобрано на спорово-пыльцевой анализ, объем образцов был от 1 до 4 см<sup>3</sup>. В каждый образец было добавлено от 1 до 2 таблеток со спорами *Lycorodium* партии № 1031.

### 2.2.2 Остров Умнак (Лисьи острова)

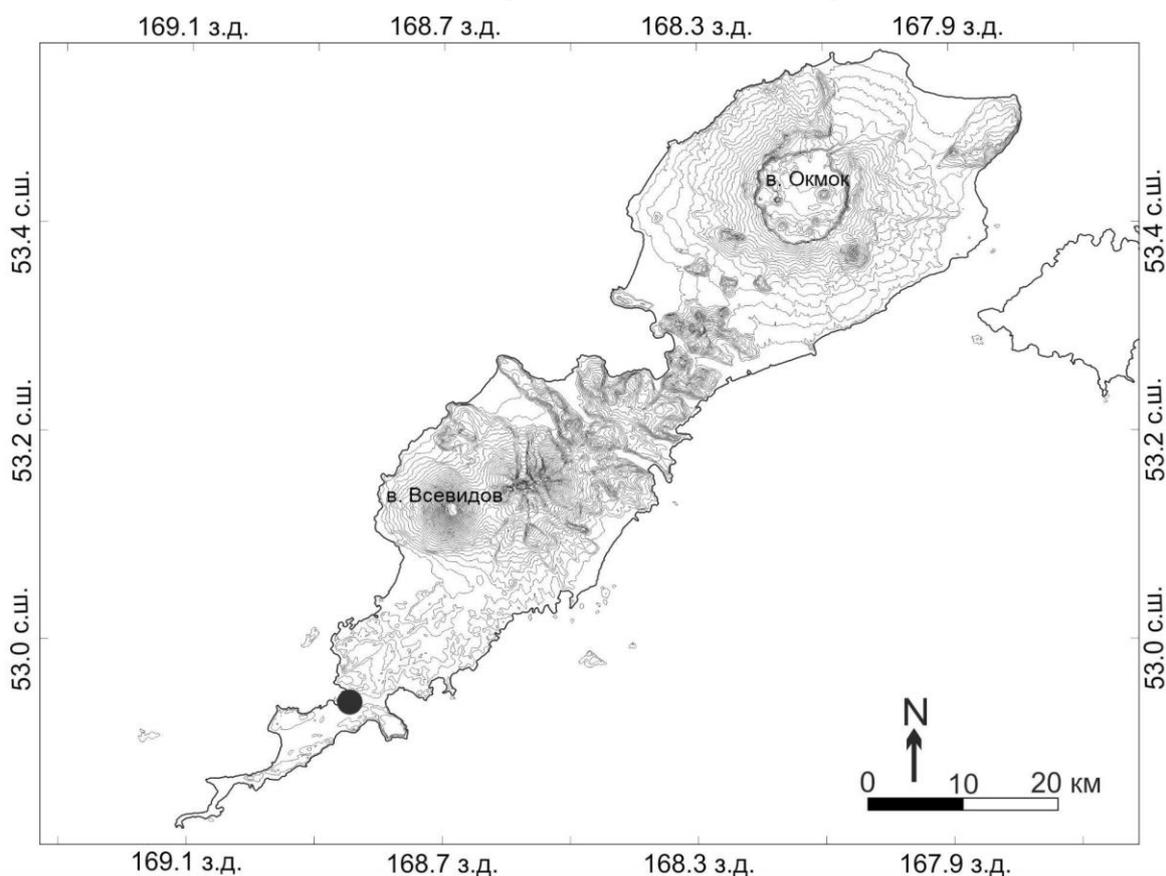


Рисунок 2.3. Остров Умнак (Лисьи острова). Темно-серым кружком отмечено место расположения торфяника (Heusser, 1973).

Остров Умнак относится к группе Лисьих о-вов и расположен западнее о. Уналашка (Рис. 1.1, 2.1; Табл. 2.1). В центральной части острова расположена группа стратовулканов (максимальная высота – 2149/2109 м, вулкан Всевидов, активный в голоцене), а в восточной части – кальдера щитового вулкана Окмок (активный в голоцене), остальная часть острова - относительно плоская. Остров вытянут с северо-востока на юго-запад, длиной около 121 км и шириной около 27 в самом широком месте, общая площадь острова – 1777 км<sup>2</sup>. Средняя годовая температура равна

приблизительно 3,8°C, температура самого теплого месяца – 12,0°C, температура, самого холодного – 1,0°C. Приблизительное количество выпадающих за год осадков равно 1750 мм.

Наиболее древние памятники находятся на небольшом о. Анангула у юго-западной части о. Умнак и содержат каменные орудия культуры Ранняя Анангула, их возраст приблизительно оценивают в 9000 лет (Davis et al., 2016). Также на острове есть более поздние памятники, включая различные культуры палеоалеутов, а также находки неоалеутов (Turner et al., 1974). Более поздние памятники помимо орудий содержат остатки костей различных животных. Основные известные памятники сосредоточены в юго-западной части острова, вокруг поселка Никольское. Эта часть побережья острова могла подвергаться антропогенному воздействию в течение как минимум последних 9000 лет.

Реконструкция растительности выполнена Хойссером (Heusser, 1973). Колонка торфа была отобрана из отложения в юго-западной части острова, на высоте около 100 м н.у.м. Территория вокруг торфяника покрыта небольшими озерами, диаметр которых не превышает 0,5 км. Точное место отбора образцов не указано, но исходя из описания озер и высоте над уровнем моря, можно предположить, что исследование проводили немного севернее и восточнее поселка Никольское, на берегу крупного озера Airport Lake (около 52°56'с.ш. и 168°49'з.д.). Расстояние до берега моря около 1500 м. Мощность торфяного отложения 245 см, в основании торфа ледниковые отложения. В торфе прослеживается множество слоев пепла, однако только 4 из них видны отчетливо и непрерывно (Heusser, 1973).

Исходя из описания растительности и высоты над уровнем моря (Heusser, 1973), также можно предположить, что в окрестностях торфяного отложения преобладает тундра с доминированием *Empetrum nigrum* и участием *Salix reticulata* subsp. *orbiculata*, *Geum calthifolium*, *Rubus arcticus* subsp. *stellatus*, *Chamaepericlymenum suecica*, *Loiseleuria procumbens*, *Antennaria monocephala* и *Petasites frigidus*.

Всего 30 образцов было отобрано для спорово-пыльцевого анализа, шесть из которых не содержали пыльцевых зёрен. Образцы высушивали, после чего обрабатывали КОН, HF и ацетализировали (Heusser, 1973). В каждом образце считали до 500 пыльцевых зерен. Поток пыльцы рассчитали в 7 образцах по аликвоте, с учетом сухого веса образца и скорости формирования отложения.

Две, указанные в тексте радиоуглеродные даты были использованы для построения модели роста отложения (Heusser, 1973; Табл. 3.2; Рис. 3.6). Кроме того, мы включили в расчет оценку возраста двух пеплов, отмеченных, как ash III и ash IV. Для Ash III мы включили в модель самую молодую из дат, полученных для углей из-под этого слоя, но не в торфянике, а в почвах рядом с отложением (Heusser, 1973; Табл. 3.2). Про слой ash IV известно, что он древнее 3000, но младше 3500 л.н. (Heusser, 1973), что мы также включили в модель, указав дату как  $3250 \pm 250$  лет и отметив, что это не прямая радиоуглеродная оценка (Табл. 3.2). Всего для модели было использовано четыре оценки возраста.

### 2.2.3 Остров Карлайл (Четырехсопочные острова)

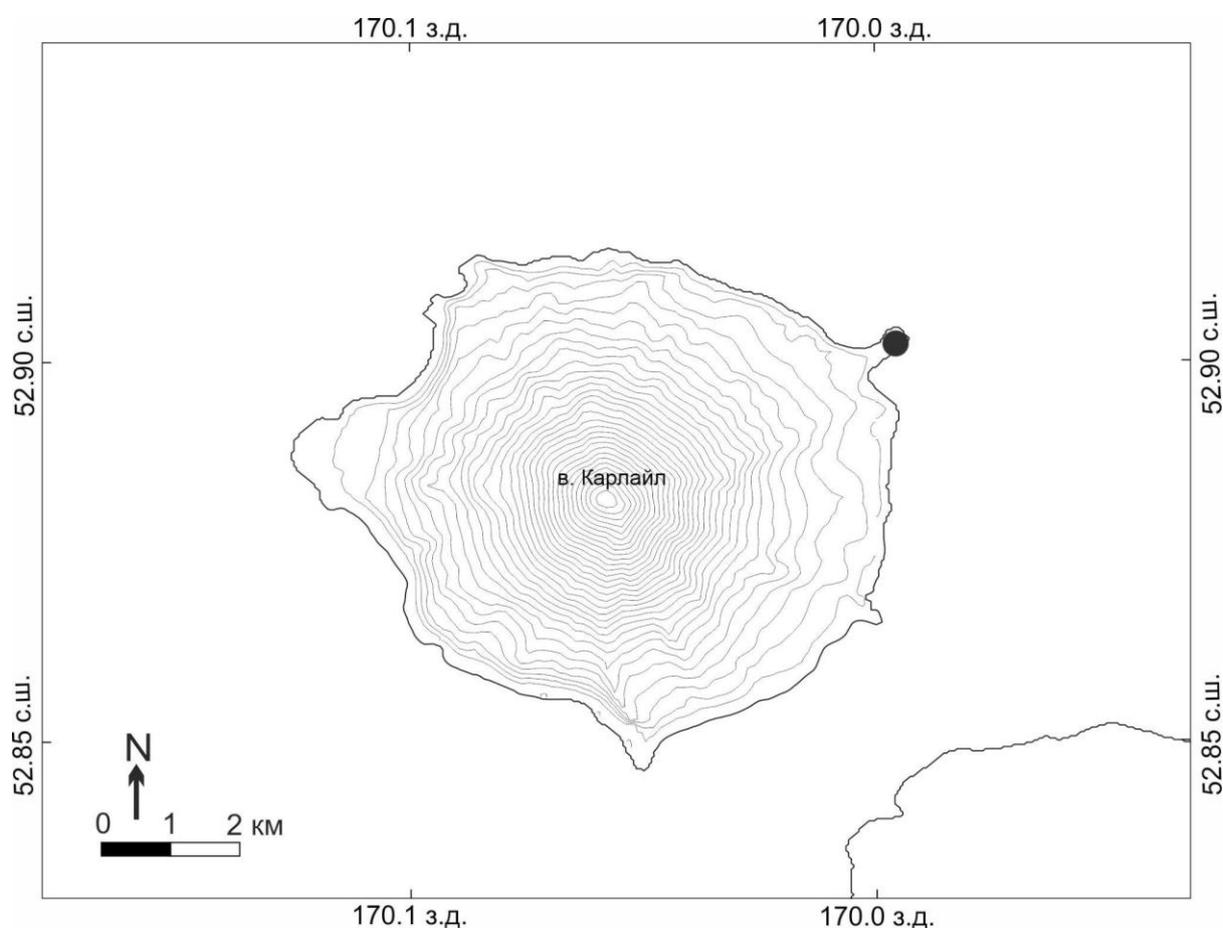


Рисунок 2.4 Остров Карлайл (Четырехсопочные острова). Темно-серым кружком отмечено место расположения торфяного отложения CR-03/15.

**Остров Карлайл** входит в группу Четырёхсопочных о-вов (Рис. 1.1, 2.1), расположенных западнее о. Умнак (Табл. 2.1). В группу входят небольшие округлые

острова, представляющие собой, в основном, стратовулканы. О. Карлайл также представляет собой одноименный стратовулкан с высотой около 1610 м, округлой формы. Неизвестно, извергался ли вулкан Карлайл в историческое время (Perciso et al., 2019). Остров имеет диаметр около 6,9 км и площадь около 37,4 км<sup>2</sup>. Вдоль побережья острова выражено несколько мысов, сформированных лавовыми потоками и эродированных береговыми процессами. На Четырехсопочных о-вах в 20 веке не было населенных пунктов и станций метеорологического наблюдения, в связи с чем в данной работе мы будем использовать результаты наблюдений с ближайшей к ним станции, находящейся на о. Умнак менее чем в 100 км.

На восьми островах из группы Четырехсопочные всего обнаружено 15 памятников, крупнейшие из которых на островах Чугинадак, Карлайл и Кагамил (Hatfield et al., 2019). Наиболее древние из обнаруженных памятников датируются возрастом около 3800 л.н. (Hatfield et al., 2019; West et al., 2019), однако существует вероятность того, что более древние поселения были утрачены в процессе эрозии берегов (Perciso et al., 2019). В памятниках обнаружены многочисленные орудия, остатки беспозвоночных животных, а также кости морских млекопитающих, птиц и рыб. Можно предположить, что, как минимум с 3800 л.н. люди воздействовали на колонии морских птиц Четырехсопочных о-вов.

В июле 2015 года в процессе комплексной археологической экспедиции на острове был отобран торфяник CR-03/15 на лавовом мысу северо-восточной части острова около 52°54' с.ш. 169°59' (Рис. 2.4). В основании мыса сформировалась защищенная камнями бухта, где был найден археологический комплекс CR-03 Village (Hatfield et al., 2016). В окрестностях поселения преобладает луговая растительность с плотным покровом из злаков (Poaceae) и осок (*Carex* spp.) и значительным участием видов семейства Ranunculaceae. На месте древних жилищ распространены растительные группировки из *Leymus mollis*, видов семейства Apiaceae - *Heraclium lanatum*, *Angelica lucida*, *Conioselinum chinense* и *Ligusticum scoticum*. Торфяник был отобран с помощью торфяного бура колонками по 50 см, общей мощностью 340 см до материнской породы. В лаборатории торф был разрезан на образцы толщиной 1 см, упакованные в отдельные зип-пакеты.

Мы отобрали вручную растительные остатки и угли из шести слоев, обработав их кислотно-щелочно-кислотным методом (Табл. 3.3). Радиоуглеродное датирование было проведено с использованием ускорительной масс-спектрометрии на NEC Peletron

9SDH-2 системе в Институте Ускорительного анализа (Япония, IAAA). Соотношение изотопов  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  использовали для корректного расчёта радиоуглеродной даты.

Таблица 2.3 Полевое описание торфяного отложения CR-03/15 (остров Карлайл), выполнено О. А. Крылович (Лаборатория исторической экологии) (Kuzmicheva et al., 2019).

Глубина, см	Описание слоя
0–37	Рыжевато-бурый торф с прослойками пепла (27-29 см)
37–57	Тёмно-коричневый торф
57–78	Комплекс вулканических пеплов CR-02 (Okuno et al., 2017)
78–96	Тёмно-коричневый неоднородный по цвету торф
96–97	Мелкозернистый пепел (извержение Окмок II) (Okuno et al., 2017)
97–112	Тёмно-коричневый торф
112–208	Тёмно-бурый торф с включением нескольких тонких пепловых прослоек
208–209	Отложение пемзы
209–216	Бурый торф
216–217	Отложение пепла
217–229	Тёмный серо-коричневый торф
229–235	Отложение пемзы и пепла
235–290	Рыжевато-коричневый торф
290–293	Отложение пепла
293–302	Тёмно-коричневый торф

302–317	Отложение лапиллей и пепла
317–327	Торф с мелкозернистой минеральной частью
327–334	Торф со значительной минерализацией
334–340	Обломки пород среднего размера с неопределимыми растительными остатками

На ботанический анализ был отобран 31 образец мощностью 5 см, объемом 20-30 см<sup>3</sup>.

Соотношение стабильных изотопов углерода (C) и азота (N) было получено для 188 образцов мощностью 1 см с интервалом 1-3 см.

ИК-спектроскопия была выполнена совместно с Д. Д. Васюковым. Мы выбрали 31 образец мощностью 1 см. С учетом полевого описания торфяника, мы разделили их на три группы для реконструкции истории формирования отложения. Первая группа включала 6 образцов из слоев, расположенных под прослойками пепла. Вторая группа - 8 слоев с небольшими видимыми включениями тонких слоев пепла. Остальные 17 слоев - это торф без видимого участия вулканического пепла.

Спорово-пыльцевой анализ был частично выполнен Е. А. Кузьмичевой. Для спорово-пыльцевого анализа всего было отобрано 66 образцов мощностью и объемом 1 см<sup>3</sup> с интервалом 1-5 см между образцами (исключая слои пепла). В каждый образец было добавлено по одной таблетке спор *Lycopodium clavatum* из партии №1031.

## 2.3 Центральные Алеутские острова

### 2.3.1 Остров Атка (Андреяновские острова)

Остров Атка относится к группе Андреяновских о-вов, расположенных через пролив Амурка от Четырехсопочных о-вов (Рис. 1.1, 2.1; Табл. 2.1). Остров вытянут примерно на 105 км, ширина его неравномерна около 3-30 км, а площадь составляет 1049 км<sup>2</sup>. Южная часть острова вытянутая, относительно ровная с холмистым рельефом. Северная часть острова представляет собой группу вулканов, активных в голоцене, самый высокий из которых, вулкан Коровин, достигает 1533 м. Средняя годовая

температура достигает  $3,3^{\circ}\text{C}$ , средняя температура самого теплого месяца составляет  $9,4^{\circ}\text{C}$ , самого холодного составляет  $-1,1^{\circ}\text{C}$ . Годовое количество осадков достигает 808 мм. Возраст датированных археологических памятников на о. Атка составляет около 2000 л.н. (Veltre, 2001).

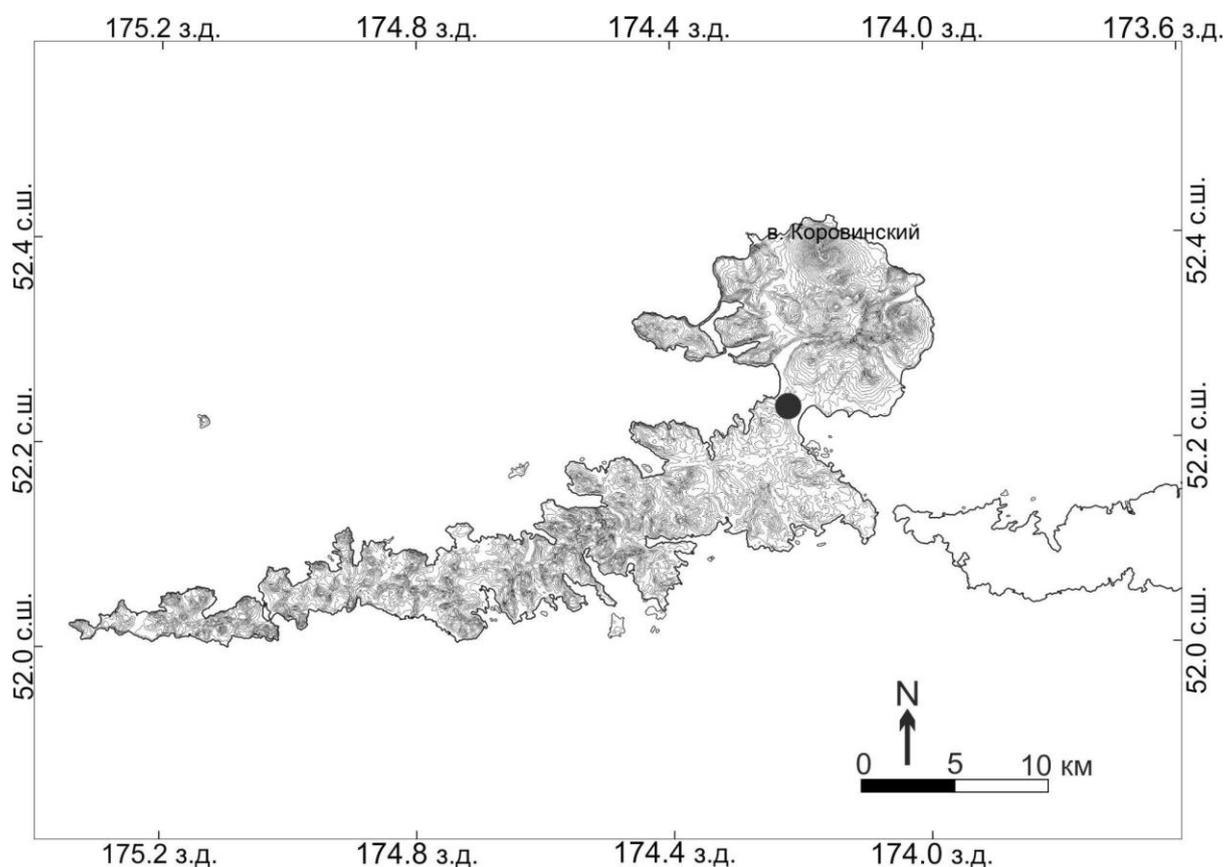


Рисунок 2.5 Остров Атка (Андреяновские острова). Темно-серым кружком отмечено место расположения торфяника (Heusser, 1990).

Образцы были отобраны из обнаженного торфяного отложения расположенного в северо-восточной части заброшенной взлетно-посадочной полосы на высоте 6 м н.у.м.  $52^{\circ}13'$  с.ш  $174^{\circ}13'$  в.д. (Heusser, 1990). Расстояние до берега моря около 700 м. Мощность торфяника достигала 230 см. В отложении отмечено 17 слоев пепла мощностью от 1 до 15 см. Растительность на самом острове не была описана в процессе отбора образцов.

Модель роста отложения построена нами по девяти радиоуглеродным датам, приведенных в работе Хойссера (Heusser, 1990; Табл. 3.4).

В работе Хойссера (Heusser, 1990) не указано количество исследованных образцов, но по спорово-пыльцевой диаграмме можно предположить, что их было 40

мощностью около 5 см. Образцы обрабатывали ацетоллизным методом и добавляли таблетки со спорами *Lycopodium* для подсчета потока пыльцы. Минимум 300 пыльцевых зерен было посчитано в каждом образце.

### 2.3.2 Остров Адак (Андреяновские острова)

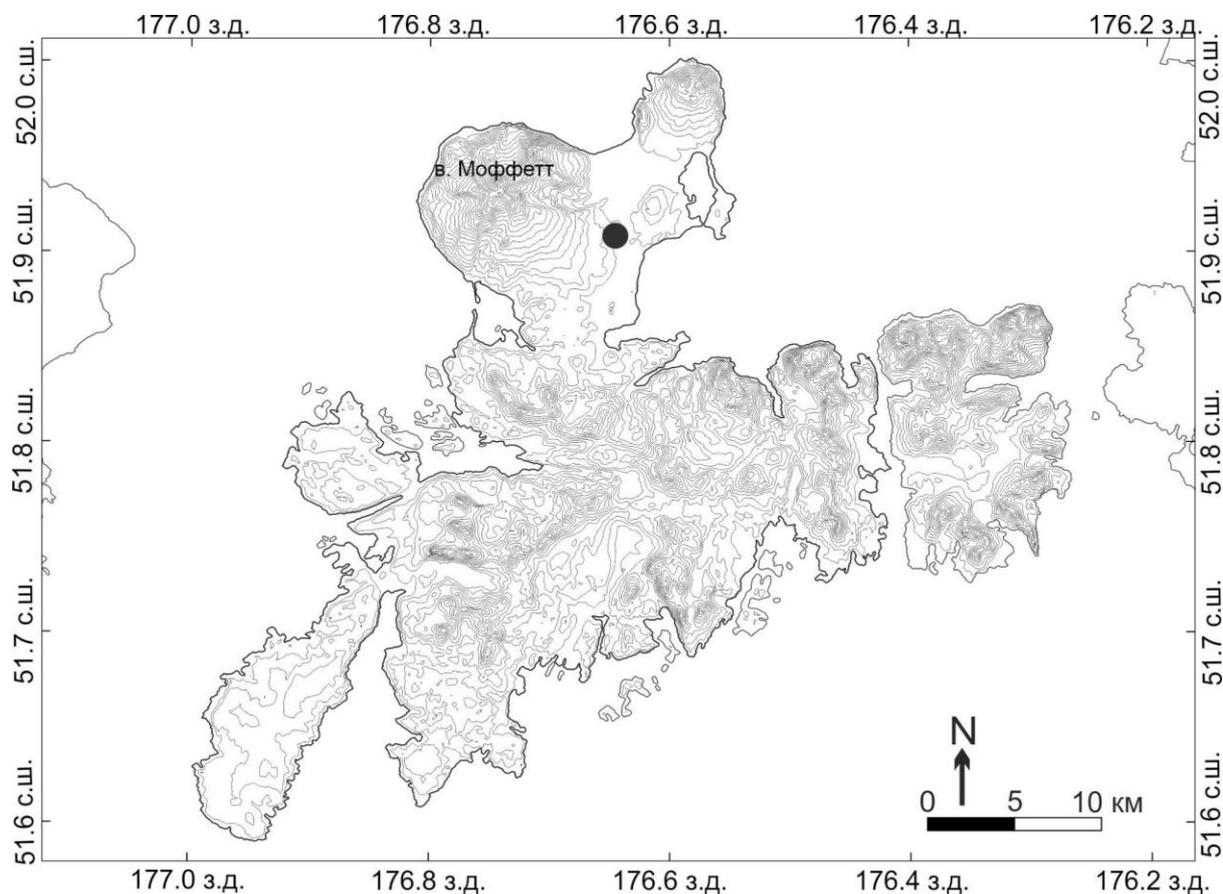


Рисунок 2.6 Остров Адак (Андреяновские острова). Темно-серым кружком отмечено предполагаемое место расположения торфяника (Heusser, 1978; Noguchi et al., 2018).

Остров Адак также относится к группе Андреяновских о-вов и расположен в 80 км западнее о. Атка (Рис. 1.1, 2.1; Табл. 2.1). Длина острова достигает 54,5 км в длину, 35 км в ширину, площадь составляет 711 км<sup>2</sup>. Большая часть острова имеет холмистый рельеф, возвышения не превышают 400 м н.у.м. В северной части острова расположен вулкан гора Моффетт, достигающий 1196 м. Это самая высокая часть всего острова. Активность вулкана гора Моффетт в голоцене не подтверждена (Okuno et al., 2012), но активные в голоцене вулканы есть на соседних островах. Во время последнего оледенения остров был почти полностью покрыт ледником (Black, 1976; Heusser, 1978).

Средняя годовая температура около 4,8°C, средняя температура самого теплого месяца около 10,6°C, температура самого холодного месяца около 0,2°C. Годовое количество осадков достигает 1400 мм. О. Адак один из немногих, на котором проводились длительные работы по изучению оледенений. До начала голоцена остров был практически полностью покрыт ледником, а в течение голоцена ландшафт острова подвергался активному воздействию флуктуаций ледников на горе Моффет (Black, 1976).

На о. Адак обнаружено большое количество памятников, большая часть из которых охватывает период около последних 3000 лет (Luttrell, Corbett, 2000). Однако более поздние исследования показали, что на острове существовали культуры Поздней Анангулы и фазы Маргарет Бэй (Wilmerding, Hatfield, 2012). В том числе, по результатам анализа углей из торфяного отложения, датам из археологических памятников и стратиграфическим сопоставлениям различных памятников и отложений, было подтверждено, что люди заселили остров как минимум 7200-6400 л.н. (Luttrell, Corbett, 2000; Noguchi et al., 2018). В связи с этим предполагают, что, в целом, Андреяновские о-ва были заселены уже 7000 –6000 л.н.

Колонка торфа была отобрана Р. Блэком в 1975 (Heusser, 1978). Отложение расположено на высоте менее чем 60 м н.у.м. рядом с северной окраиной военной базы в северной части острова (51°55' с.ш. 176°38' з.д.). Колонка мощностью 275 см была отобрана на краю озера. В месте отбора образцов доминирует луговая растительность с преобладанием злаков (*Calamagrostis canadensis* subsp. *langsдорffii* и *Deschampsia beringensis*) и участием *Heracleum lanatum*, *Angelica lucida*, *Pedicularis chamissonis*, *Geum calthifolium*, *Aconitum maximum*, *Epilobium angustifolium* subsp. *macrophyllum*, *Fritillaria camschatcensis* и *Erigeron peregrinus*. Пеплы в отложении могут принадлежать вулкану Канага или быть отложенными в результате извержения подводных вулканов. В дальнейшем из этого же торфяного отложения были отобраны другие колонки сотрудниками Лаборатории исторической экологии (The People Before..., 2012) и тефрохронологами (Noguchi et al., 2018). Колонка, изученная Ногучи с соавт. (Noguchi et al., 2018) имела мощность 233 см, что также может свидетельствовать о неравномерном формировании торфа в пределах одного отложения. В данной работе авторы соотнесли слои пепла из колонки с теми, которые описал Хойссер. Однако авторы обнаружили и датировали всего 6 слоев пепла, в отличие от 24, выделенных ранее Хойссером и Блэком (Black, 1975; Heusser, 1978).

Вероятно, что колонки торфа были отобраны на разной высоте вдоль берега ручья, в связи с чем их глубина также отличается. И в работе Блэка (Black, 1976), в которой впервые был описан данный торфяник и в последующих исследованиях, в колонках наблюдаются инверсии. Мы построили модели роста отложений по радиоуглеродным датам полученным в результате работы сотрудников Лаборатории исторической экологии, так как отобранная колонка имела ту же мощность что и у Хойссера (Табл. 3.6), и датам в работе Ногучи с соавт. (Noguchi et al., 2018; Табл. 3.5), также проанализировали радиоуглеродные даты, приведенные в работе Блэка (1976), где дан краткий анализ слоев пеплов в торфянике и окружающих его почвах.

Хойссером (Heusser, 1978) для спорово-пыльцевого анализа было отобрано 30 образцов, Ногучи с соавт (Noguchi et al., 2018) - 36 образцов. В обеих работах считали до 500 пыльцевых зерен, за исключением 9 образцов у Хойссера, где пыльцы в образцах было меньше.

## 2.4 Западные Алеутские острова

### 2.4.1 Остров Шемья (Ближние острова)

Для изучения особенностей формирования растительности в западной части Командорско-Алеутской гряды мы выбрали один из Ближних о-вов. **Остров Шемья** имеет относительно плоский рельеф и лишен вулканов (Рис. 1.1, 2.1; Табл. 2.1). Длина острова составляет ~ 4,5 км, ширина – почти 7 км, а площадь – 15 км<sup>2</sup> (Рис. 2.7). Максимальная высота над уровнем моря около 70-80 м. Средняя годовая температура составляет 3,8°C, средняя температура самого теплого месяца 9,7°C, средняя температура самого холодного месяца составляет -0,7°C. Годовое количество осадков достигает 830 мм (Табл. 2.1).

Современная растительность острова, в основном, представлена сообществами двух типов (Киселева и др., 2002). Растительность с доминированием злаков, осок и значительным участием разнотравья можно встретить в долинах ручьев, низинах и на склонах различных экспозиций. Наибольшего разнообразия такие сообщества достигают на хорошо дренированных склонах южной экспозиции. В условиях переувлажнения доминантами растительных сообществ являются осоки (Киселева и др., 2002). Второй тип сообществ – мохово-кустарничковые со значительным участием

вересковых (*Empetrum nigrum*, *Vaccinium vitis-idea*) и *Linnea borealis*, а также злаков и осок – встречается в разнообразных местообитаниях (Киселева и др., 2002). Кроме этих двух типов, на холмах недалеко от берега моря можно встретить сомкнутую растительность лугового типа с доминированием *Leymus arenarius*, *Heracleum lanatum* и *Senecio pseudo-arnica* (Savinetsky et al., 2010). На момент проведения исследований, на острове сохранилось несколько небольших еловых рощ с деревьями *Picea sitchensis*, посаженными американскими военными во время Второй мировой войны (The Aleutian Islands..., 1945; Talbot, Talbot 1994).

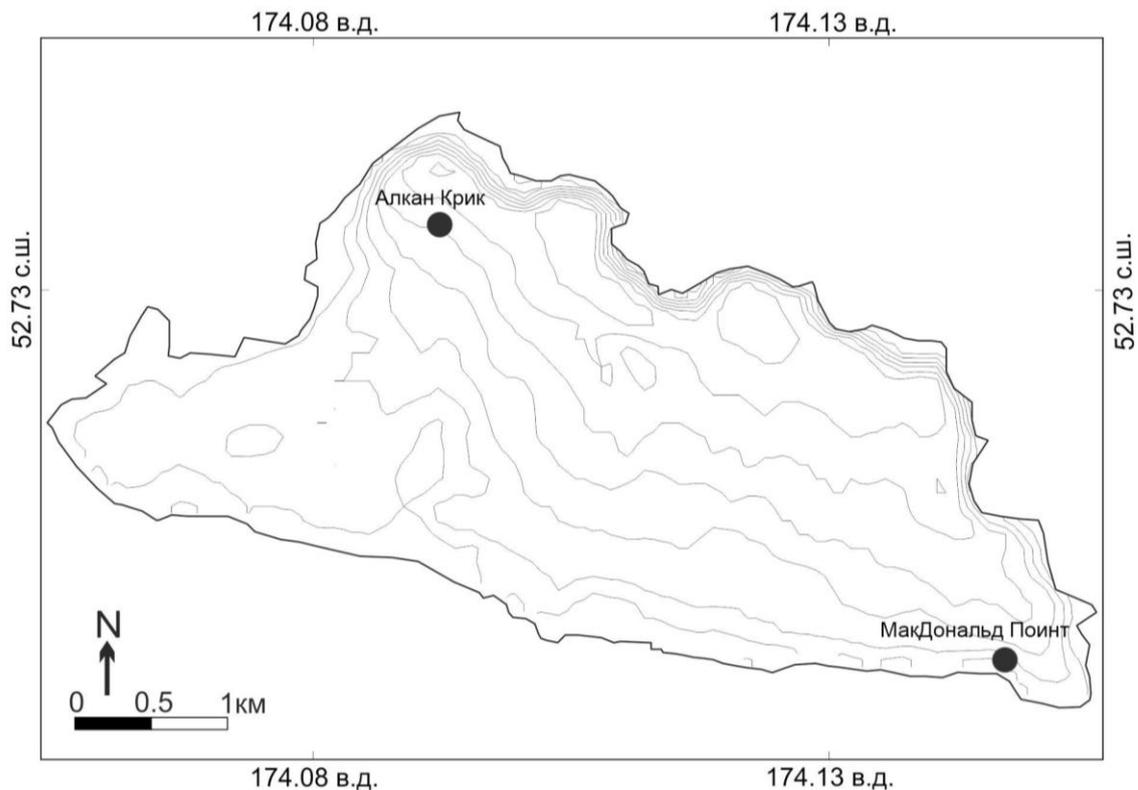


Рисунок 2.7 Остров Шемья (Ближние острова). Темно-серыми кружками отмечены места расположения торфяных отложений Алкан Крик и МакДональд Поинт.

Западная граница современной вулканической активности проходит в районе о. Кыска (Крысьи о-ва) в 240 км к востоку от о. Шемья (Miller et al., 1998). По данным Киселевой с соавт. (2002), в составе различных отложений с о. Шемья отсутствуют заметные слои вулканического пепла. В связи с чем, мы предполагаем, что вулканическая активность не оказывала заметного влияния на растительность острова.

Всего на острове обнаружено 11 археологических памятников, на 8 из которых приходится 28 радиоуглеродных дат (Report of the Western Aleutian..., 1995; West et al.,

1999). Около 2800 л.н. на острове существовало как минимум одно поселение, а спустя 1000 лет уже три (Lefevre et al., 2010). Однако новые данные о региональных поправках радиоуглеродных дат и ревизия использованных для датирования материалов показывают, что достоверно люди поселились на острове около 2100-2000 л.н. (Khasanov et al., 2020). Анализ стабильных изотопов азота показал, что на берегу о. Шемья существовала колония морских птиц, которая появилась как минимум 4600 л.н., а начала сокращаться около 3000 л.н. (Savinetsky et al., 2010; 2014).

### **Остров Шемья, торфяник Алкан Крик**

С целью изучения влияния климатических изменений на историю растительности острова в 1994 г. в рамках работы WAASP (The Western Aleutians Project and the Archaeology of Shemya Island) сотрудниками Лаборатории исторической экологии ИПЭЭ РАН была отобрана торфяная колонка в глубине о. Шемья (Смышляева и др., 2021). Отложение расположено в долине ручья, в северо-западной части острова, в 750 м от берега моря, на высоте 35 м н. у. м. (Savinetsky et al., 2010). Колонка торфа (Алкан Крик) глубиной 270 см (Рис. 2.7, Табл. 2.4), была отобрана слоями мощностью 10 см (Таблица 2.1). По данным Киселевой с соавт. (2002) минеральные включения в торфяном отложении представляют собой тонкую песчаную фракцию, нанесенную с берега острова до 3000 л.н.

Таблица 2.4 Полевое описание торфяного отложения Алкан Крик (остров Шемья), выполнено Н. К. Киселевой (Лаборатория исторической экологии) (Смышляева и др., 2021).

Глубина, см	Описание слоя
0–10	Дернина светлая
10–20	Дернина черная, плотная, переплетена корнями
20–80	Торф черный, очень плотный, плохо разложившийся
80–130	Горизонт торфянистый, гомогенный, желтоватый, с включениями глины; растительные остатки плохо разложившиеся

130–205	Горизонт торфянистый, однородный, бурый, насыщен плохо разложившимися растительными остатками, с включениями глины. Слой 130-140 см более серый, с большим количеством минеральной фракции. На глубине 165 см есть тонкая прослойка песка
205–250	Горизонт аналогичен предыдущему, с желтоватым оттенком, встречаются небольшие черные вертикальные пятна
250–260	Горизонт глинистый, очень плотный, серый, пластинчатый, содержит много растительных остатков; в горизонте встречаются линзы песка и голубой глины
260–264	Горизонт глиняный, буроватый, с вкраплениями голубой глины
264–270	Горизонт глинистый, желтый, неоднородный, железистый, с включениями щебенки

Для определения возраста и скорости накопления отложения с помощью радиоуглеродного метода были отобраны растительные остатки из пяти слоев (Табл. 3.7). Образцы обрабатывали по методике, описанной в разделе, посвященном радиоуглеродному датированию. Датирование проводили сцинтилляционным методом в Лаборатории исторической экологии Института проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН.

На ботанический анализ было отправлено 22 образца из слоев толщиной 10 см.

Результаты анализа стабильных изотопов первых 150 см торфяника Алкан Крик были опубликованы в статье Савинецкого с соавт. (Savinetsky et al., 2014). Анализ стабильных изотопов углерода и азота был применен к оставшимся 120 см этого торфяника в рамках данного диссертационного исследования. Образцы были высушены, перемолоты и проанализированы по методике описанной в разделе, посвященном анализу стабильных изотопов.

Спорово-пыльцевой анализ был выполнен Е. Э. Северовой. Для спорово-пыльцевого анализа было отобрано 28 образцов объемом 1 см<sup>3</sup> из каждого слоя мощностью 10 см. Химическую обработку образцов проводили в Лаборатории

исторической экологии ИПЭЭ им. А.Н. Северцова РАН ацетоллизным методом по стандартному протоколу с дополнениями (Faegri, Iversen, 1989; Chambers et al., 2011). В каждый образец было добавлено по две таблетки спор *Lycopodium clavatum* из партии № 483216.

### Остров Шемья, торфяник МакДональд Поинт

Образцы из торфяного отложения МакДональд Поинт были отобраны сотрудниками Лаборатории исторической экологии ИПЭЭ РАН на восточной оконечности о. Шемья в 1999 году (Рис. 2.7, Табл. 2.5). Отложение сформировалось на слабо наклонной равнинной поверхности, крутым высоким уступом выходящей к морю (Smyshlyaeva et al., 2021). На одном участке уступ был срезан карьерными разработками, в результате чего в отвесном обрыве обнажилось скальное основание и профиль лежащей на нем 3-х метровой рыхлой торфообразной толщи. Вертикальные выступы скального основания, достигающие дневной поверхности, образовали своеобразные карманы, в которых и накапливались рыхлые отложения. Эти участки хорошо просматривались с поверхности, они отделяются от наклонной равнины небольшим (около 0,5 м) уступом и открываются прямо к морю. Площадь участков не превышала 30 x 30 м, высота н.у.м. составляла 35 м.

Таблица 2.5 Полевое описание торфяного отложения МакДональд Поинт (остров Шемья), выполнено Н. К. Киселевой (Лаборатория исторической экологии) (Smyshlyaeva et al., 2021).

Глубина, см	Описание слоя
0–6	Дернина бурая до тёмно-коричневой, переплетена корнями. Граница с нижележащим слоем чёткая, волнистая
6–11	Горизонт светло-серый, песчаный, бесструктурный, пронизан современными корнями. Гумусово-торфянистый материал чередуется с точечными минеральными скоплениями. Граница с нижележащим слоем чёткая
11–16(18)	Горизонт от светло-бурого до ржаво-бурого, ожелезнённый,

	песчаный, сыпучий, влажный, пронизан корнями; окраска неравномерная. Граница с нижележащим горизонтом резкая, но неровная по цвету
16(18)–46	Горизонт светло-бурый, плотный, вязкий, бесструктурный, влажный, опесчаненный, ожелезнённый. Количество современных корней резко сокращается. Граница с нижележащим горизонтом ясная
46–85(90)	Горизонт от светло-бурого до светло-каштанового, очень плотный, вязкий, влажный, пронизан корнями; хорошо разложившийся торф с минеральными наносами. Граница с нижележащим слоем чёткая
85(90)–110	Горизонт светло-серый, бесструктурный, песчаный, мокрый, неоднородный по механическому составу; встречаются редкие современные корни, много неразложившихся растительных остатков. Переход к нижележащему горизонту резкий, граница ровная
110–144	Торф плотный, однородный, мокрый, светло-жёлтый, хорошо разложившийся, очень пластичный, с тонкими минеральными прослойками. Граница с нижележащим горизонтом ровная
144–168	Торф аналогичен вышележащему, каштановый, мокрый, пластичный; обогащён тонкозернистым песчаными наносами. Граница с нижележащим горизонтом постепенная по исчезновению песчаного наноса
168–270	Торф плотный, однородный, светло-бурый, хорошо разложившийся, мокрый, пластичный, пронизан старыми корнями. Граница с нижележащим горизонтом резкая
270–296	Горизонт песчаный, грязно-серый, бесструктурный. Слой 270-280 см более бурого оттенка. Граница с нижележащим горизонтом ровная, чёткая

296–300	Торф тёмно-каштановый, очень плотный, хорошо разложившийся, мокрый, ожелезнённый. Граница с нижележащим горизонтом волнистая, ясная
300–310	Торфяно-минеральный горизонт, неравномерно окрашенный, неявно слоистый, мокрый. Граница с нижележащим горизонтом ровная, чёткая
310–318	Горизонт бесструктурный, мокрый, корни встречаются редко; состоит из двух слоёв: 310-315 см – тонкозернистый, хорошо сортированный песок, 315-318 см – грубозернистый песок. Граница с нижележащим горизонтом ровная, ясная
318–372	Торф от тёмно-коричневого до каштанового цвета, однородный, вязковатый, хорошо разложившийся, насыщен тонким минеральным наносом, ожелезнённый. Граница с нижележащим горизонтом ровная, резкая
372–386	Светлый суглинок, переувлажнённый, вязкий, бесструктурный. Плита материнской породы лежит на глубине 385 см

Для определения возраста и скорости накопления отложения на радиоуглеродное датирование были отобраны растительные остатки из семи слоев (Табл. 3.8). Образцы обрабатывали по методике, описанной в разделе данной работы, посвященной радиоуглеродному датированию. Датирование проводили сцинтилляционным методом в Лаборатории исторической экологии Института проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова.

На ботанический анализ было отправлено 37 образцов со средней мощностью 5 см.

Частично результаты анализа стабильных изотопов торфяника МакДональд Поинт опубликованы в работе Савинецкого с соавт. (Savinetsky et al., 2014). Однако для некоторых глубин отсутствовали результаты из-за недостаточного количества органического вещества в некоторых из них. Тем не менее, мы добавили результаты анализа стабильных изотопов азота и углерода еще для 4 диапазонов глубин: 6-11, 270-

275, 310-318, 372-385 см. Методика обработки образцов описана в разделе, посвященном анализу стабильных изотопов.

Спорово-пыльцевой анализ был выполнен Е. Э. Северовой. Для анализа было отобрано 66 образцов со средней мощностью 5 см. Образцы брали размером от 2 до 4 см<sup>3</sup>. В каждый образец было добавлено по две таблетки спор *Lycopodium clavatum* из партии №483216.

#### 2.4.2 Остров Атту (Ближние острова)

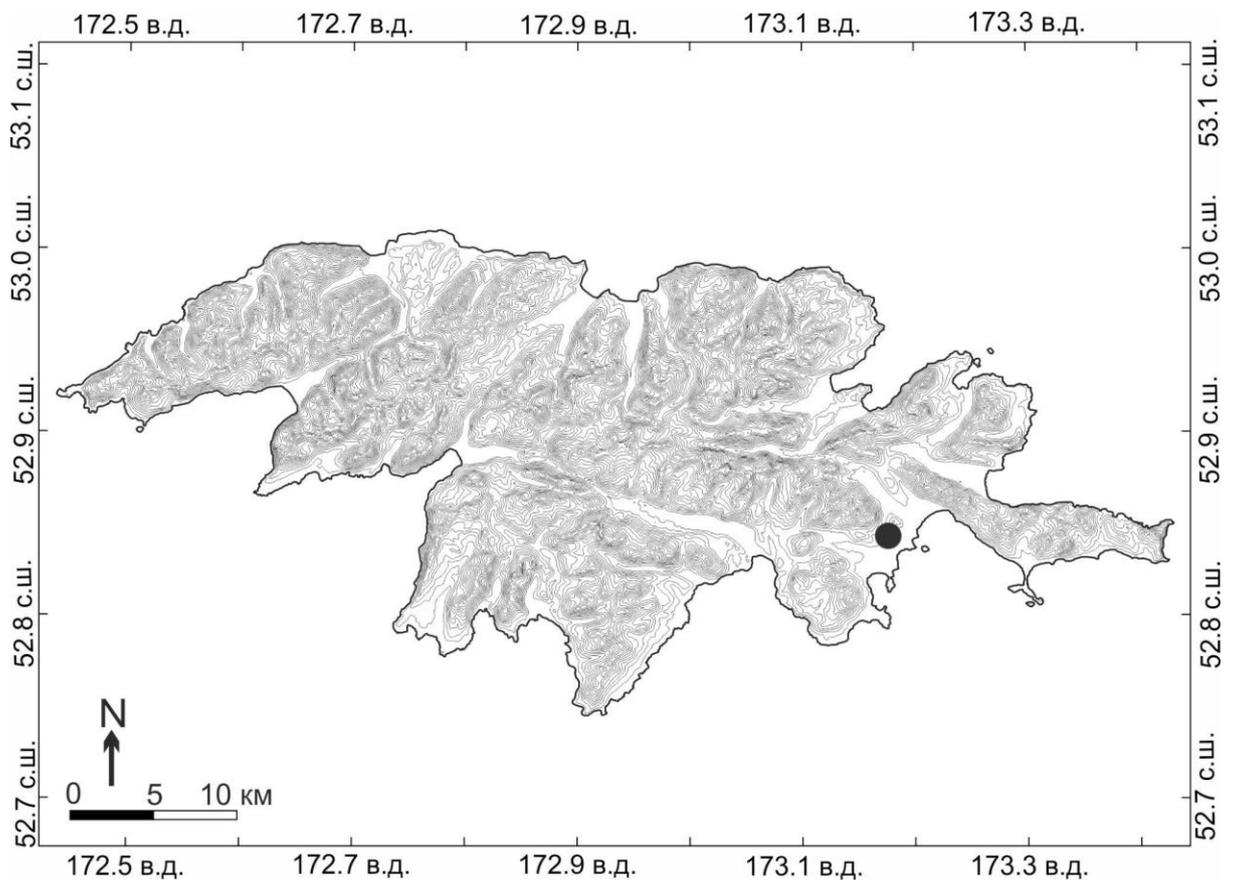


Рисунок 2.8 Остров Атту (Ближние острова). Темно-серым кружком отмечено приблизительное место расположения торфяного отложения (Heusser, 1990).

Остров Атту относится к группе Ближних о-вов (Рис. 1.1, 2.1; Табл. 2.1). Остров гористый, но без выраженных высоких горных вершин, максимальная высота не превышает 898 м. Максимальная длина острова составляет 70 км, ширина острова около 25 км, общая площадь острова достигает 893 км<sup>2</sup>. Средняя годовая температура составляет 3,8°C, средняя температура самого теплого месяца 10,3°C, самого холодного – 1,0°C. Годовое количество осадков составляет 1321 мм. По некоторым данным, ледники начали уменьшаться на Атту только около 7000 л.н. (Heusser, 1990).

На о. Атту насчитывают 29 древних поселений с раковинными кучами, возраст наиболее древних из которых превышает 2000 л.н. (Corbett, 2010). Поздняя культура населения острова отличалась от культуры других островов.

Колонка на о. Атту была отобрана из торфяного обнажения в северной части взлетно-посадочной полосы около 15 м н.у.м. В торфянике мощностью 200 см было отмечено пять слоев пепла мощностью от 1 до 5 см (Heusser, 1990).

Модель роста отложения была построена по трем радиоуглеродным датам, приведенным в работе Хойссера (Heusser, 1990) (Табл. 3.9).

Непосредственно вблизи торфяного отложения растительность не была описана. По сделанным на острове геоботаническим исследованиям, можно предположить, что на соответствующей высоте над уровнем моря распространены сообщества кустарничков в относительно заболоченных условиях (Talbot, Talbot, 1994).

### **Заключение**

В данной главе мы описали методы исследования, а также основные отложения, по которым были сделаны реконструкции растительности. Непосредственно в процессе подготовки диссертационной работы, была реконструирована растительность на островах Уналашка, Карлайл и Шемья. Реконструкции на островах Умнак, Атка, Адак и Атту опубликованы в работах Хойссера (Heusser, 1973, 1978, 1990) и Ногучи с соавт (Noguchi et al., 2018), тем не менее для торфяных отложений с этих островов мы заново построили модели роста, а также привели карты островов и описания, в которых обратили внимание на время заселения островов, вулканическую активность, а также современную растительность и особенности рельефа, поскольку предполагаем, что данные факторы влияли на динамику растительности в течение голоцена.

## ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ

В данном разделе приведены результаты построения моделей роста отложений по радиоуглеродным датам с островов Уналашка, Умнак, Карлайл, Атка, Адак, Шемья и Атту. Результаты ботанического анализа торфа, анализа стабильных изотопов азота и углерода и спорово-пыльцевого анализа приведены для торфяных отложений с островов Уналашка, Карлайл и Шемья. Также для отложения с о. Карлайл приведены результаты ИК-спектроскопии. В тексте Глав 3 и 4 указан калиброванный возраст (л.н. от 1950 AD).

### 3.1 Восточные Алеутские острова

#### 3.1.1 Остров Уналашка (Лисьи о-ва)

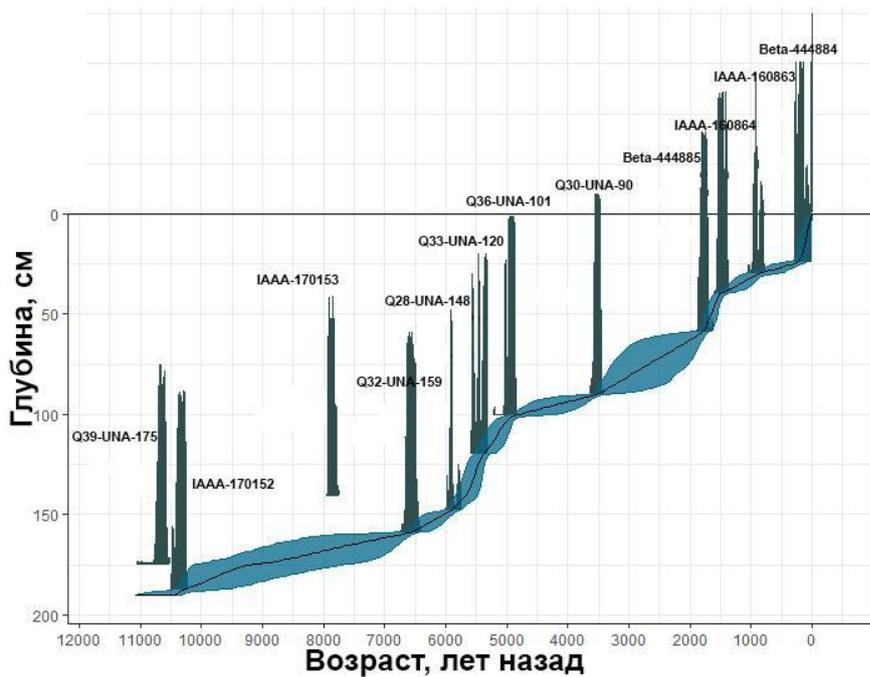


Рисунок 3.1 Модель роста отложения торфяника Илиулиук, остров Уналашка.

Радиоуглеродное датирование. Торфяник Илиулиук начал формироваться раньше 10300 л.н. (Рис. 3.1, Табл. 3.1). Отложение формировалось в несколько этапов с разной интенсивностью. Средняя скорость накопления торфа за все время составляла около 0,18 мм/год. Можно выделить четыре этапа формирования: с 10300 по 6000 л.н. медленнее всего со средней скоростью 0,09 мм/год, затем быстрее всего с 6000 по 4800

л.н. со средней скоростью 0,41 мм/год, вновь относительно медленнее с 4800 по 1700 л.н. со средней скоростью 0,15 мм/год и неравномерно с 1700 по недавнее время со средней скоростью 0,32 мм/год.

Таблица 3.1 Радиоуглеродные даты торфяника Илиулиук (остров Уналашка).

Лабораторный номер	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.	
			медиана	медиана $\pm 2\sigma$
Beta-444884	26-24	160 $\pm$ 30	325	645-170
IAAA-160863	33-30	1000 $\pm$ 39	1015	1275-875
IAAA-170151	41-39	1555 $\pm$ 20	1515	1605-1420
IAAA-160864	43-40	1620 $\pm$ 20	1560	1670-1475
Beta-444885	61-59	1840 $\pm$ 30	1845	2385-1735
Q30-UNA-90	91-90	3297 $\pm$ 29	3655	4160-3530
Q36-UNA-101	102-101	4382 $\pm$ 29	4960	5175-4885
Q33-UNA-120	121-120	4709 $\pm$ 29	5405	5590-5340
IAAA-170153	143-141	7015 $\pm$ 25	5720	5875-5520
Q28-UNA-148	149-148	5145 $\pm$ 32	5975	6265-5835
Q32-UNA-159	160-159	5769 $\pm$ 40	6745	7790-6565
Q39-UNA-175	176-175	9430 $\pm$ 37	9355	10190-7855
IAAA-170152	190-188	9190 $\pm$ 30	10390	10890-10270

Ботанический анализ. Степень разложения изменялась от 30 до 50%, с медианой 30-35%. Из-за обильного присутствия минеральной части (отмечена во всех образцах), степень разложения торфа на отдельных глубинах не удалось определить.

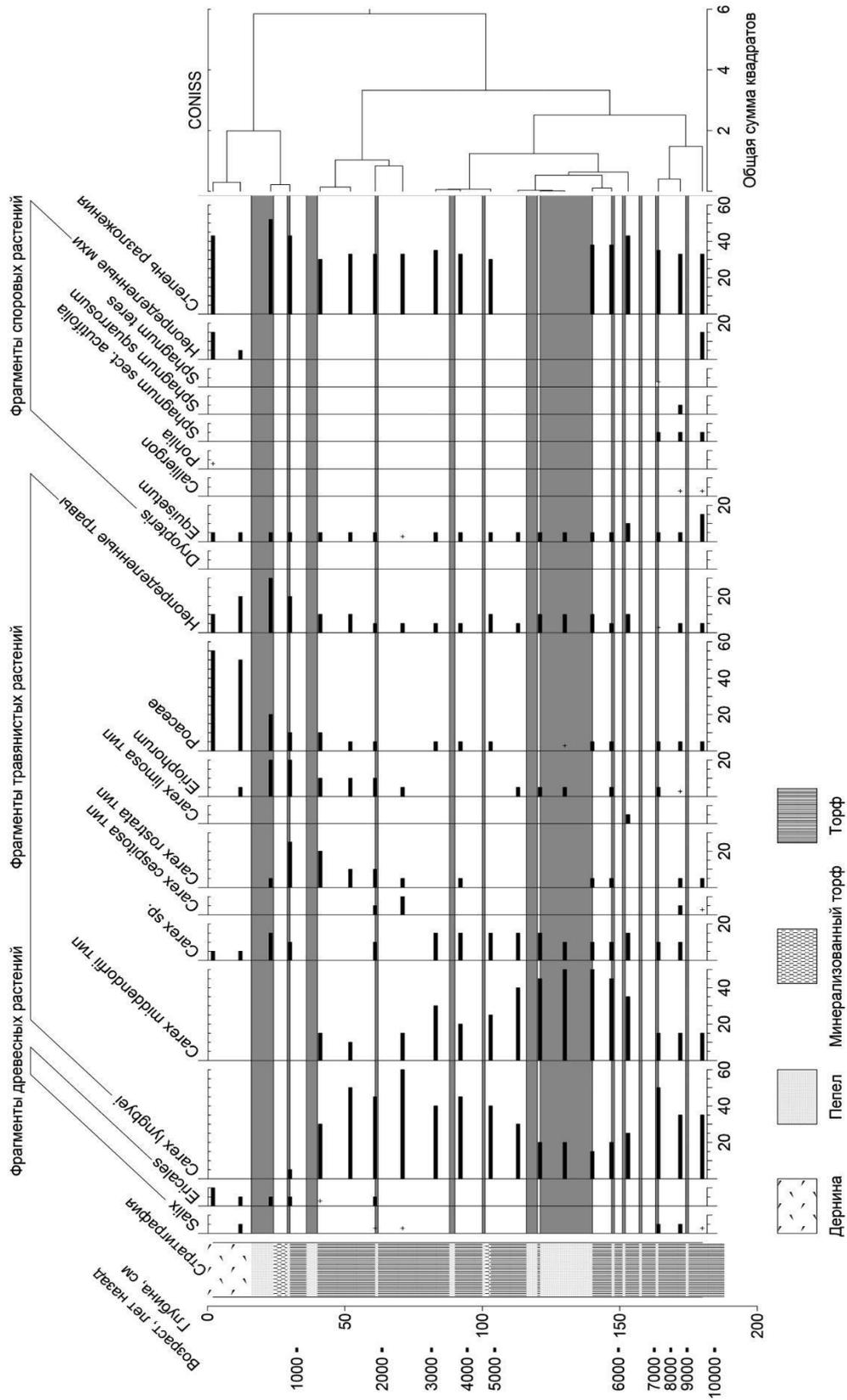


Рисунок 3.2 Результаты ботанического анализа торфяника Илиулик, остров Уналашка. Серыми прямоугольниками с заливкой обозначены слои пепла

Всего удалось определить 16 типов растительных остатков с разным таксономическим разрешением (Рис. 3.2). Были обнаружены два типа древесных остатков - *Salix* sp. (от единичных до 5%) и *Ericaceae* (от единичных до 10%) (Рис. 3.2). Всего было определено 8 типов остатков травянистых растений: *Carex lyngbyei*, *C. middendorffii*-тип, *C. limosa*-тип, *C. cespitosa*-тип, *C. rostrata*-тип, *Carex* sp., *Eriophorum* sp., Практически во всех образцах были обнаружены остатки *Equisetum arvense* - от единичных до 15%, в основном - 5%. По результатам CONISS, можно выделить 4 зоны, отличающиеся по составу растительных остатков. На глубинах 187-164 см (10250-7400 л.н.) преобладали *C. lyngbyei* и *C. middendorffii*-тип. На глубинах 164-83 см (7400-3100 л.н.) преобладали остатки *C. middendorffii*-тип, *C. lyngbyei*. На глубинах 83-41 см (3100-1550 л.н.) на месте предыдущих доминантов появились фрагменты *C. cespitosa*-типа, *C. rostrata*-типа и *Eriophorum* sp. На глубинах 41-0 см (1550-0 л.н.) преобладали фрагменты *Roaceae*, появились фрагменты *Ericaceae* и гипновых мхов.

Анализ стабильных изотопов. На протяжении всей истории формирования отложения между  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N корреляция была слабо положительной (Рис. 4.2). Однако до 6000 л.н. включительно корреляция между этими показателями оказалась значительно выше (Рис. 4.3), чем от 6000 л.н. до настоящего времени (Рис. 4.4). То есть диагенетические процессы коснулись периода от начала формирования отложения до 6000 л.н.

Соотношение стабильных изотопов азота в торфянике Илиулиук принимало значения от -4,7 до 2,3‰ (в среднем -1,10‰) (Рис. 3.3). По направлению от глубины отложения к поверхности значение  $\delta^{15}\text{N}$  постепенно увеличивалось. Можно отметить два отклонения от общей направленности динамики содержания тяжелого изотопа азота  $^{15}\text{N}$ . На глубинах 132-114 см (5550-5250 л.н.) значение резко снижалось до минимальных значений (-4,7‰), затем вновь вернулось к общему тренду. На глубинах 25-24 см (350-250 л.н.) произошло резкое увеличение до максимальных значений  $\delta^{15}\text{N}$  (2,3‰), которое затем стремительно снизилось до -1,7‰ в последние 50 лет. Мы предполагаем, что дополнительного привноса морского азота в торфяное отложение не происходило.

Соотношения стабильных изотопов углерода принимало значения от -28,7 до -24,3‰ (в среднем -27,0‰) (Рис. 3.3), что является нормальным для C3 растений (Hong et al., 2001). На промежутке 188-148 см (10300-5900 л.н.)  $\delta^{13}\text{C}$  стремительно снижалась. Затем около 5700 л.н. произошло резкое увеличение  $\delta^{13}\text{C}$  до максимального значения (-

24,3‰). С 5700 до 2450 л.н. (142-71 см) содержание тяжелого изотопа  $^{13}\text{C}$  вновь неравномерно снижалось, в среднем значении было -27,2‰. С 2450 по недавнее время  $\delta^{13}\text{C}$  неравномерно увеличивалась, принимая значения, в среднем -27,0‰. Таким образом, локальное увлажнение было относительно ниже 5900-4500 л.н., после чего 4500-2450 л.н. был наиболее влажный период, после которого локальное увлажнение вновь начало уменьшаться.

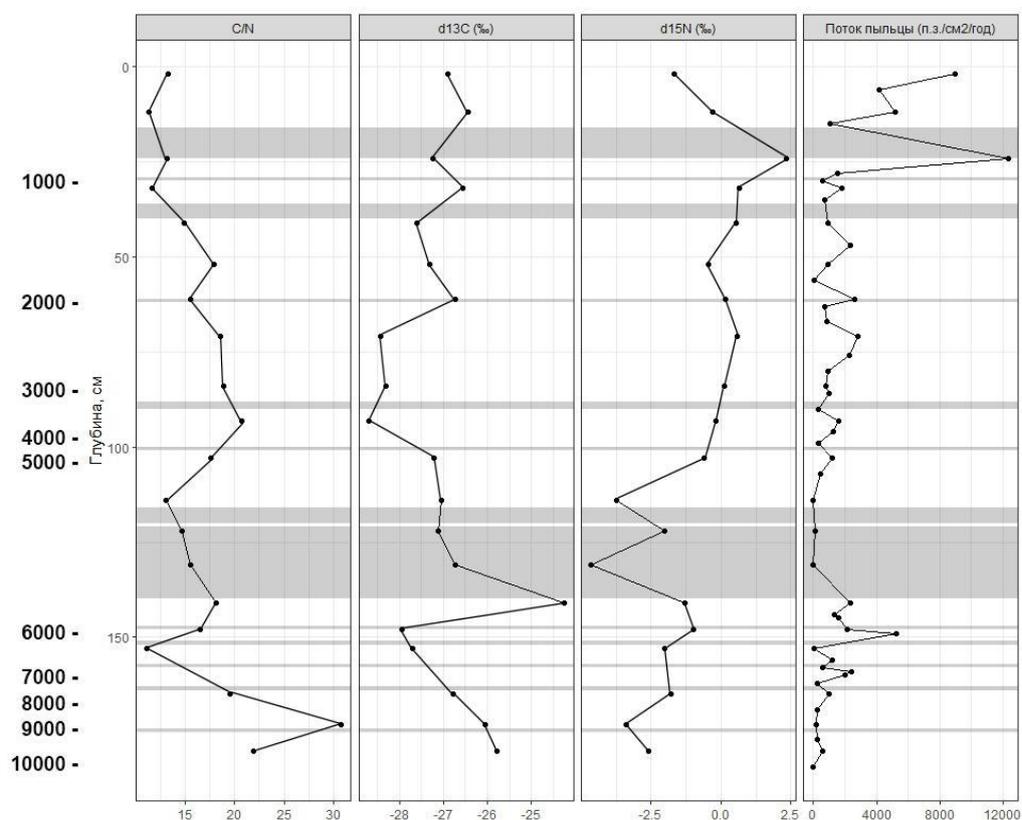


Рисунок 3.3 Соотношение углерода к азоту (C/N), стабильных изотопов углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ), азота ( $\delta^{15}\text{N}$ ) и поток пыльцы в торфяном отложении Илиулиук (остров Уналашка). Серыми прямоугольниками с заливкой обозначены слои пепла. Слева указаны калиброванные даты по модели роста-отложения.

Соотношение массового содержания углерода к азоту (C/N) от глубины к поверхности постепенно снижалось, принимая значения от 30,8 до 11,1, в среднем 16,8 (Рис. 3.3). Наиболее высокие значения были около 8900-8700 л.н., до того, как климат в регионе стал суше. Значения C/N соответствовали значениям известным для осокового торфа.

Спорово-пыльцевой анализ. Всего было определено 40 типов пыльцы и спор: 6 древесных (деревья, кустарники и кустарнички), 24 травянистых и 10 типов споровых

растений (Рис. 3.4). В большинстве пыльцевых спектров доминировали типы *Cyperaceae* (от единичных п.з. до 96%, в среднем 42%), *Poaceae* (от 0 до 64%, в среднем 21%) и *Polypodiaceae* (от 0 до 77%, в среднем 20%). Основываясь на результатах стратиграфически ограниченного кластерного анализа (CONISS), выделили 2 палинозоны: палинозона IL-Z1 (188-114 см, 10300 - 5250 л.н.), палинозона IL-Z2 (114-0 см, 5250 - 0 л.н.) с двумя подзонами (IL-Z2a (114-71 см, 5240 - 2450 л.н.) и IL-Z2b (71-0 см, 2450 - 0 л.н.)).

Общая концентрация пыльцы и спор на протяжении всего времени формирования отложения совершала значительные колебания (от 70 до 211 230 пыльцевых зерен (п.з./см<sup>3</sup>), в целом оставаясь относительно постоянной, в среднем 44900 п.з./см<sup>3</sup> (Рис. 3.5).

Поток пыльцы в торфянике Илиулиук был относительно низким в течение всей истории формирования отложения (Рис. 4.1). С 10300 по 350 л.н. (187-25 см) среднее значение пыльцевого потока было 1130 п.з./см<sup>2</sup>\*год. На данном промежутке также можно отметить период относительного повышения пыльцевого потока около 6000 л.н. (150-149 см), до 5270 п.з./см<sup>2</sup>\*год. С 350 лет по недавнее время, пыльцевой поток был в среднем 6350 п.з./см<sup>2</sup>\*год, достигая максимальных значений в 12350 п.з./см<sup>2</sup>\*год около 350-250 л.н.

#### **Палинозона IL-Z1 (187-114 см, 10300 - 5250 л.н.)**

В этот период преобладала пыльца *Cyperaceae* (в среднем 55%) и споры *Polypodiaceae* (в среднем 35%). В спектрах стабильно встречалась пыльца *Ariaceae* (в среднем 6%, концентрация до 10630 п.з./см<sup>3</sup> около 5700 л.н.) и споры *L. annotinum* (в среднем 3%), концентрация которых была максимальной в этой зоне (в среднем 2680 п.з./см<sup>3</sup>). В спектрах встречались единичные пыльцевые зерна *Typha*, споры *Sphagnum* и *Equisetum*. Около 6450 л.н. в спектрах стабильно начала встречаться пыльца *Triglochin*.

Среднее значение общей концентрации пыльцы и спор 44660 п.з./см<sup>3</sup>.

#### **Палинозона IL-Z2 (114-0 см, 5240 - 0 л.н.)**

В зоне преобладала пыльца *Cyperaceae* (в среднем 33%) и *Poaceae* (в среднем 32%). Концентрация пыльцы *Poaceae* достигала максимальных значений - 38540 п.з./см<sup>3</sup>, в среднем 10700 п.з./см<sup>3</sup>.





### **Палинозона II-Z2a (114-71 см, 5250 - 2450 л.н.)**

В спектрах преобладала пыльца Сурегасеае (35%) и Роасеае (25%). Участие спор Polypodiaceae постепенно снижалась, в среднем была 15%. Увеличивалось участие спор *L. clavatum*, в среднем 5%, концентрация достигала 12080 п.з./см<sup>3</sup> 2800 л.н. Участие и концентрация пыльцы *Artemisia* достигали максимальных значений около 5100 л.н., 30% и 5080 п.з./см<sup>3</sup>, в среднем в этой зоне ее участие было 8%.

Среднее значение общей концентрации пыльцы и спор было 41080 п.з./см<sup>3</sup>.

### **Палинозона II-Z2b (71-0 см, 2450 - 0 л.н.)**

В этот период в спектрах увеличивалось участие пыльцы Роасеае (в среднем 36%) и относительно уменьшалось участие Сурегасеае (в среднем 32%). Участие спор Polypodiaceae в спектрах значительно уменьшалось (в среднем 5%). С 1650 л.н. стабильно встречались споры *Selaginella*, в среднем их участие было 11%. Участие пыльцы Ericaceae достигало максимальных значений около 40% 1250 л.н., после чего постепенно снижалось. Среднее значение участия пыльцы *Triglochin* было 13%.

Среднее значение общей концентрации пыльцы и спор было 47440 п.з./см<sup>3</sup>.

Краткая история растительности, реконструированная по торфяному отложению Илиулиук. С начала голоцена в окрестностях долинного ручья Илиулиук на о. Уналашка преобладала растительность относительно защищенных от действия ветра заболоченных понижений с высоким участием осок и папоротников. Около 5200 л.н. произошло радикальное изменение условий в окрестностях торфяника и начала преобладать растительность более сухих местообитаний, в которой совместно с осоками доминировали злаки. Постепенно в составе растительного покрова уменьшается участие папоротников. С 2400 л.н. в окрестностях ручья Илиулиук помимо тундры в относительно сухих условиях начали встречаться относительно обводненные и заболоченные участки с *Triglochin*.

### **3.1.2 Остров Умнак (Лисьи острова)**

Среди четырех радиоуглеродных дат, опубликованных для о. Умнак (Heusser, 1973), есть инверсия (дата с меньшей глубиной старше или наоборот), что требует дополнительного датирования этого торфяника с целью уточнения истории его формирования (Табл. 3.2). Торфяное отложение начало накапливаться больше 13600

л.н. (разброс вероятности от 17100 до 11700 л.н.), при этом формирование происходило с относительно постоянной скоростью около 0,18 мм/год (Рис. 3.6).

Таблица 3.2 Радиоуглеродные даты торфяного отложения на острове Умнак (Лисьи острова), Heusser, 1973.

Лабораторный номер или датированный пепел	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.	
			медиана	медиана $\pm$ 2 $\sigma$
AshIV	52-50	3250 $\pm$ 250	3350	4230-2855
UmnAshIII	135-134	7660 $\pm$ 300	8475	9195-7780
GX-2353	195-175	9945 $\pm$ 320	11140	11905-10445
GX-2352	225-203	9686 $\pm$ 280	12235	14645-11195

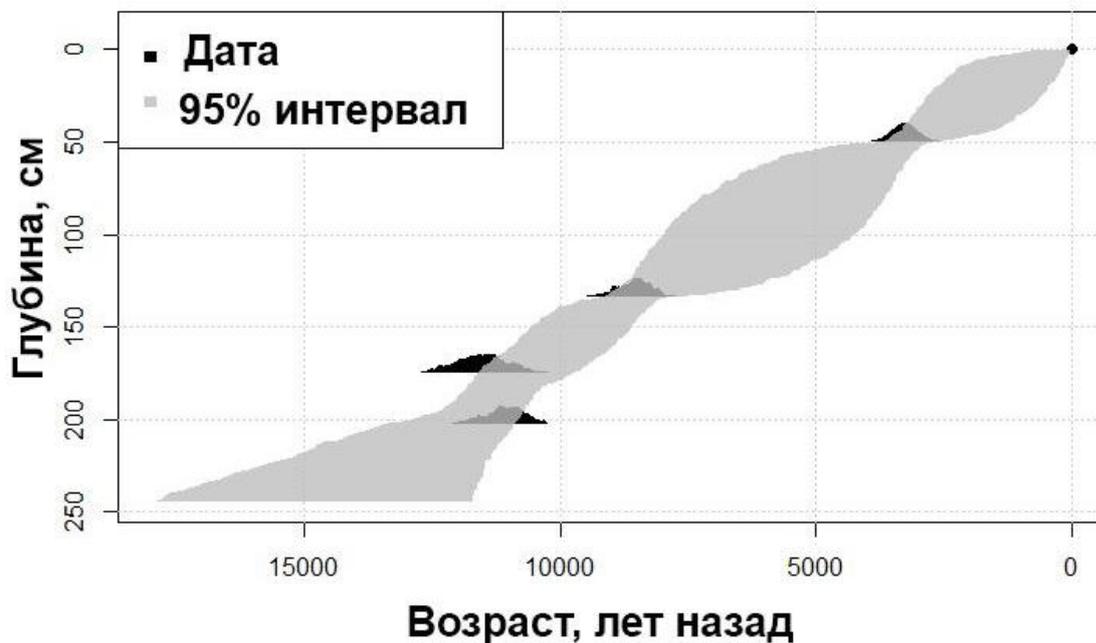


Рисунок 3.6 Модель роста торфяного отложения с острова Умнак (Heusser, 1973).

Краткая история растительности, реконструированная по торфяному отложению на о. Умнак. В период 13600-11500 л.н. в окрестностях торфяного отложения преобладали злаково-осоковые заболоченные луга с высоким участием *Ариасеае* и папоротников (Приложение 1). С 11500 до 3500 л.н. распространились осокового-злаковые луга и

ивовые заросли, сократилось относительное участие папоротников. Около 3500 л.н. ива практически полностью исчезла из спектров, в составе осоково-злаковых лугов увеличилось участие *Empetrum*.

### 3.1.3 Остров Карлайл (Четырехсопочные острова)

Радиоуглеродное датирование. Торфяное отложение CR-03 начало формироваться около 7300 л.н. (Рис. 3.7). Отложение накапливалось относительно равномерно до 1500 л.н. (средняя скорость была 0,44 мм/год), с 1500 л.н. скорость накопления увеличилась до 0,57 мм/год (Рис. 3.7, Табл. 3.3). Средняя скорость формирования отложения за весь период была 0,47 мм/год.

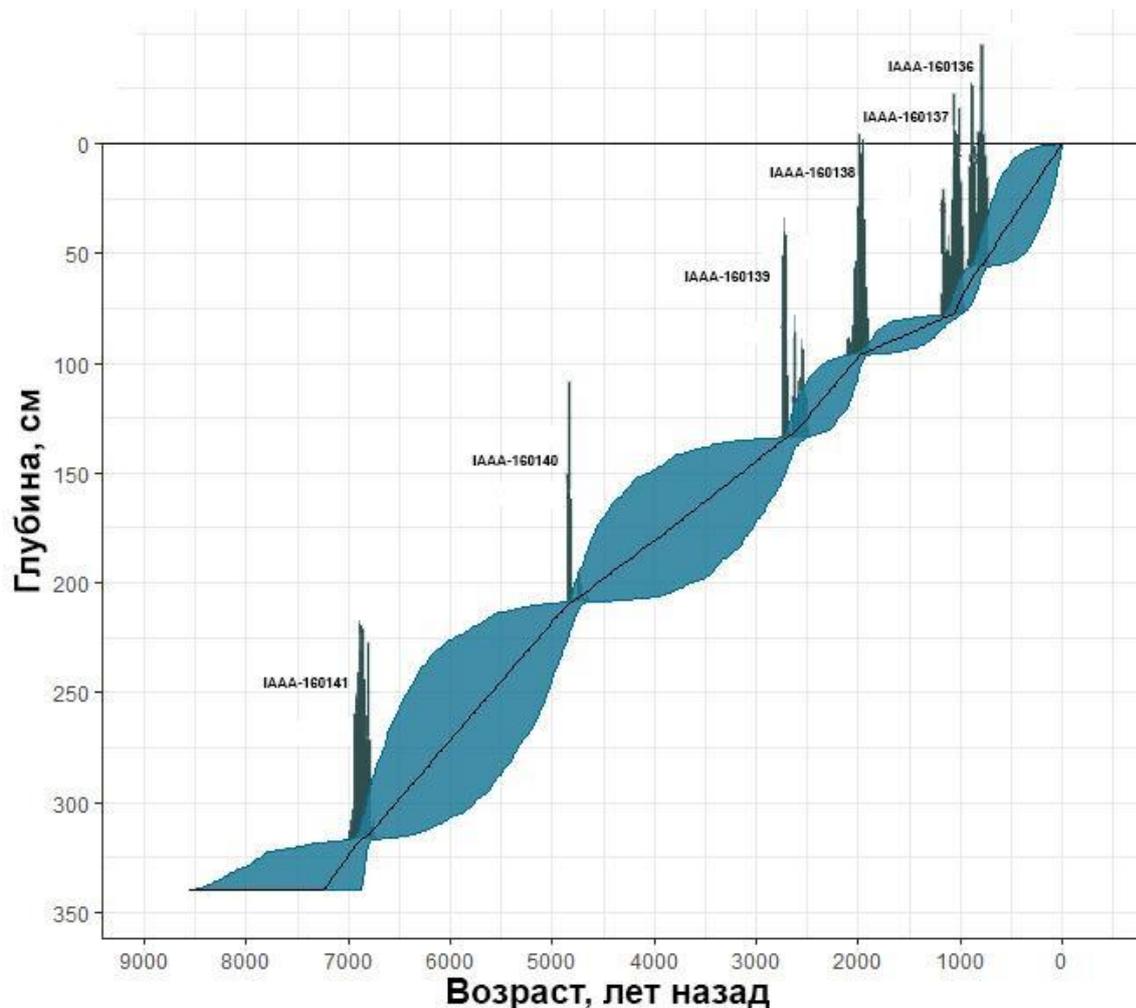


Рисунок 3.7 Модель роста торфяного отложения CR-03/15, остров Карлайл.

Таблица 3.3 Радиоуглеродные даты торфяного отложения CR-03/15 (остров Карлайл) (Kuzmicheva et al., 2019).

Лабораторный номер	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.	
			медиана	медиана $\pm 2\sigma$
IAAA-160136	57-56	895 $\pm 25$	830	940-755
IAAA-160137	79-78	1150 $\pm 25$	1140	1420-1030
IAAA-160138	97-96	2030 $\pm 25$	1970	2070-1850
IAAA-160139	135-134	2540 $\pm 25$	2740	3071-2540
IAAA-160140	210-209	4240 $\pm 25$	4765	4825-4300
IAAA-160141	318-317	6030 $\pm 30$	6910	7210-6810

Ботанический анализ. Степень разложения была выше на самой глубине торфяника - около 50%, на протяжении всего времени формирования она колебалась между 30 и 40% (Рис. 3.8). Всего удалось определить 8 типов травянистых растительных остатков, из древесных растений встречены только остатки рода *Salix* sp. Из мохообразных отмечены только остатки *Sphagnum* sect. *cuspidata*. На глубинах 332-32 см (7150-460 л.н.) торф был низинным осоковым. Затем в промежутке 25-10 см (350-150 л.н.) торф стал злаково-осоковым низинным, а затем, в самом верхнем образце 5-0 см (75-0 л.н.) вновь стал осоковым. В самом нижнем образце тип торфа не был определен в связи с сохранностью растительных остатков. По результатам CONISS, в торфянике можно выделить 4 зоны. На глубине 340-317 см (7300-6900 л.н.) преобладали остатки *Carex vesicaria*-типа и разрушенные остатки *Carex* sp. Остатки *C. lyngbyei* и *C. aquatilis* преобладали на глубинах 317-180 см (6900-3950 л.н.). Около 3950 л.н. *C. aquatilis* перестали встречаться в спектрах, появились остатки *C. vesicaria*-типа и *C. rostrata*-типа (зона 180-32 см, 3950-450 л.н.). На глубинах 32-0 см (450-0 л.н.) в спектрах совместно с *C. lyngbyei* встречались остатки *C. cespitosa*-тип и увеличилось участие фрагментов Poaceae.

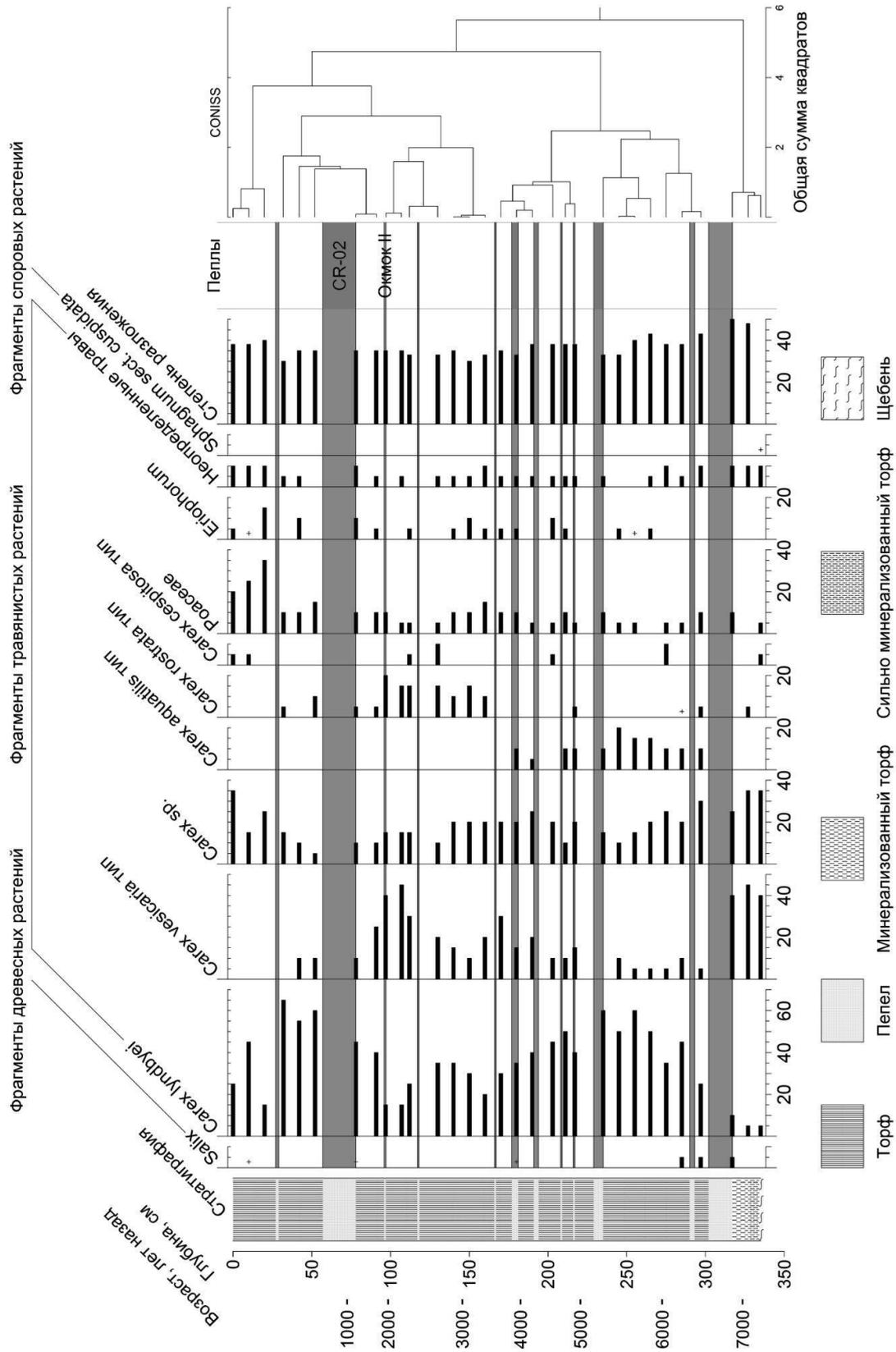


Рисунок 3.8 Результаты ботанического анализа торфяного отложения CR-03/15, остров Карлайл. Серыми прямоугольниками с заливкой обозначены слои пеллов.

Анализ стабильных изотопов. На протяжении всей истории формирования отложения между  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N корреляция была отрицательной (Рис. 4.2). Однако до 7000 л.н. включительно корреляция между этими показателями была положительной и высокой (Рис. 4.3), после чего стала слабо положительной (Рис. 4.4). То есть диагенетические процессы коснулись периода от начала формирования отложения до 7000 л.н.

Соотношение стабильных изотопов азота в образцах торфа CR-03 принимало значения от -3,2 до 13,6‰ (в среднем 4,62‰) (Рис. 3.9). В целом, за исключением периодов с пиковыми значениями, наиболее высокие показатели  $\delta^{15}\text{N}$  были в самом начале формирования торфяника с 7300 по 6900 л.н., в среднем 5,3‰. На протяжении остальной истории формирования отложения с 6900 л.н. содержание тяжелого изотопа азота  $^{15}\text{N}$  было относительно стабильно, несмотря на колебания (в среднем, 4,5‰). В последние 2000 лет  $\delta^{15}\text{N}$  повышалось до максимальных значений (13,6‰). То есть на протяжении большей части истории формирования отложения на него с разной интенсивностью влиял морской азот.

Соотношение стабильных изотопов углерода в торфянике CR-03 принимало значения от -28,1‰ до -24,0‰ (в среднем, 26,11‰), что является нормальным для C3 растений (Hong et al., 2001). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  постепенно снижались к поверхности торфяника (Рис. 3.9). Помимо колебаний значений и общего тренда, было два выраженных периода понижения  $\delta^{13}\text{C}$  с последующим увеличением и возвращением к общему тренду. Первый период на глубине 87-83 см (1550-1350 л.н.), в среднем содержание тяжелого изотопа углерода  $^{13}\text{C}$  было -27,6‰. Второй период на глубине 54-31 см (750-450 л.н.), значение  $\delta^{13}\text{C}$  в среднем было -27,6‰. В целом, на протяжении всей истории формирования отложения относительное увлажнение увеличивалось к настоящему времени.

Соотношение C/N в торфянике CR-03/15 принимало значения от 4,6 до 17,8 (Рис. 3.9). Мы выделяем три зоны, в которых динамика этого соотношения имела различные паттерны. В первой зоне от самого низа торфяника до 302 см (7300-6550 л.н.) C/N принимало наименьшие значения, которые, совершая значительные колебания, постепенно увеличивались с 4,6 до 13,5, среднее значение для этого промежутка было 10,2. Затем с 302 см до 34 см (6550-500 л.н.), в целом, значение C/N увеличивалось до 17,4, совершая значительные колебания, среднее для всей этой зоны значение было 14,0. С 500 л.н. значение C/N вновь постепенно снижалось, среднее

значение для этого промежутка было 11,3. Значения C/N соответствовали осоковому торфу в других регионах.

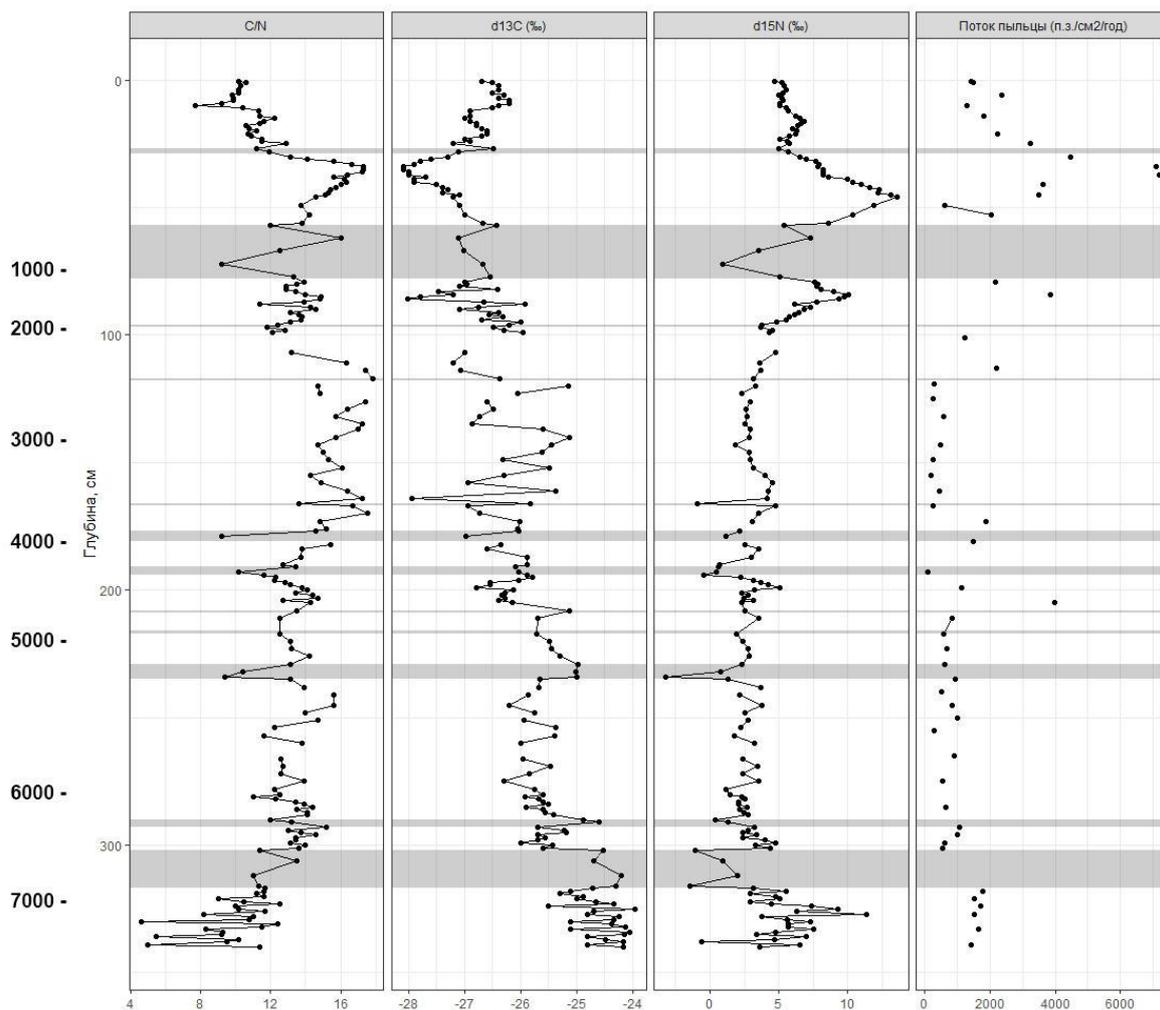


Рисунок 3.9 Соотношение углерода к азоту (C/N), стабильных изотопов углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ), азота ( $\delta^{15}\text{N}$ ) и поток пыльцы в торфяном отложении CR-03/15 (остров Карлайл). Серыми прямоугольниками с заливкой обозначены слои пепла. Слева указаны калиброванные даты по модели роста-отложения.

ИК-спектроскопия. Спектральный анализ образцов торфа показал, что поглощение наибольшей интенсивности происходило в интервалах волновых чисел: 3700-3000/см, 3002-2827/см, 1835-1491/см, 1479-1348/см, 811-700/см, 676-660/см, 660-518/см и 515-403/см (с одним пиком в 468/см или тремя пиками в 468/см, 421/см и 405/см) (Рис. 3.10) (Kuzmicheva et al., 2019).

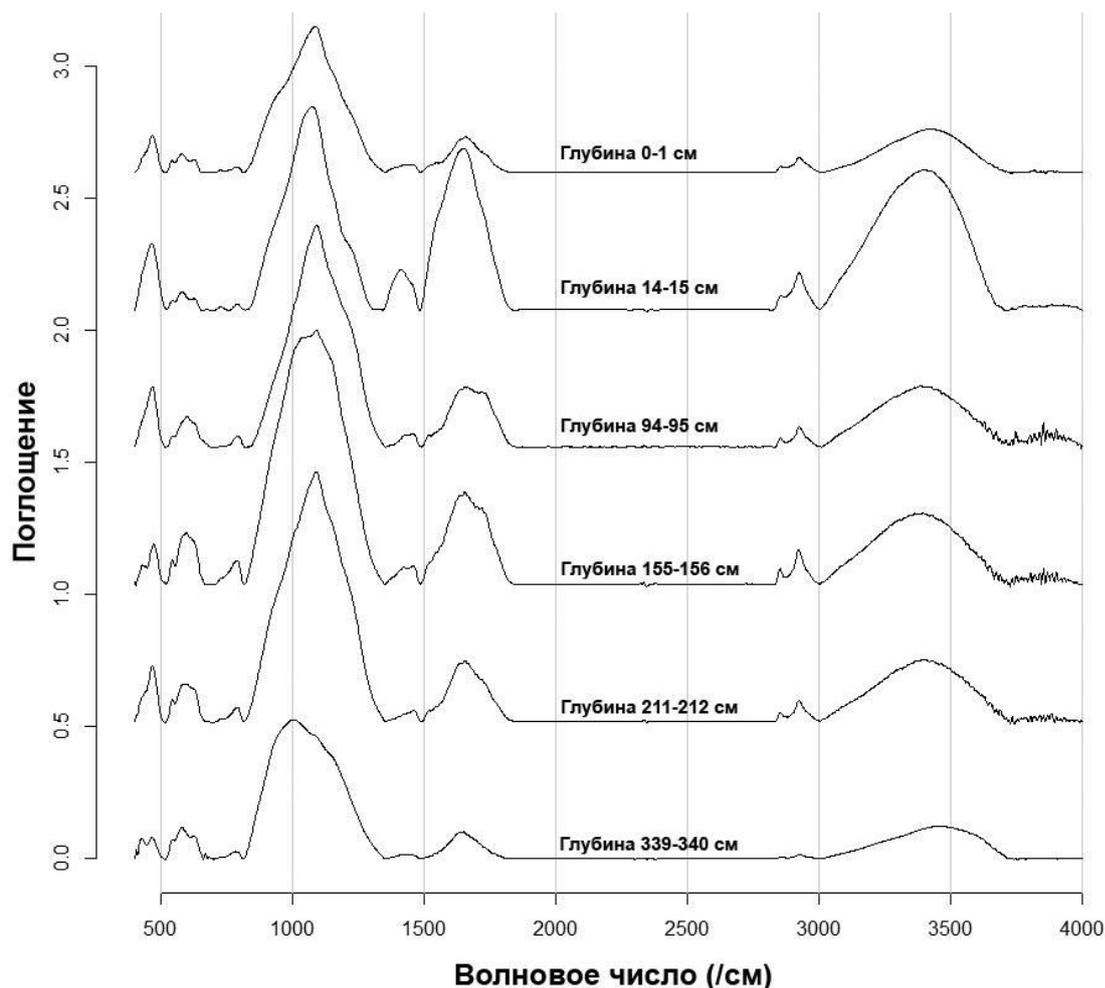


Рисунок 3.10 Примеры шести скорректированных по базовой линии спектра поглощения ИК-спектрометра с преобразованием Фурье образцов торфа из торфяника CR-03/15 (остров Карлайл) (Kuzmicheva et al., 2019).

В диапазоне волновых чисел от 2827 до 1935/см поглощения не происходило (Рис. 3.10). Основное поглощение было в промежутке 1835-1491/см, с максимумом от 1661 до 1636/см. Форма интенсивности поглощения в пределах 1479-1348/см была сходной во всех спектрах торфяника CR-03/15. По всей длине спектра максимальное поглощение было на промежутке волновых чисел 1344-812/см с максимумом между 1088 и 998/см, в зависимости от образца. Максимум интенсивности поглощения был постоянным для всех образцов, в отличие от интенсивности поглощения в других интервалах.

Широкий диапазон поглощение вокруг 3395/см обусловлен ОН-фрагментами различных функциональных групп в фенолах, алифатических углеводородах и воде (Kuzmicheva et al., 2019). Два отдельных пика 2925/см и 2855/см относят к

асимметричным и симметричным СН- связям, соответственно, у  $-CH_2-$  групп алифатических соединений (Artz et al., 2008; Broder et al., 2012; Krumins et al., 2012). Максимум широкого диапазона поглощения (1835-1491/см) в основном связан с лигнином, ароматическими и алифатическими карбоксилатами, с основным вкладом  $-C=O$  связи в карбонильных и карбоксильных группах на 1720/см и ароматической  $-C=C-$  связи и/или асимметричной  $-COO-$  связи на 1610/см. Холмгрен и Норден (Holmgren, Nordén, 1988) связывают поглощение в данном диапазоне волновых чисел скорее с ароматическими связями, чем с  $-COO-$ . В некоторых спектрах присутствует множество отдельных пиков в этом диапазоне - на 1720/см, 1650/см, 1636/см, 1559/см, 1540/см и 1518/см. Некоторые из этих пиков больше характерны для осокового типа торфа (Holmgren and Nordén, 1988), чем для сфагнового (например, пики в 1650/см и 1540/см характерны для колебательных движений пептидных связей первичных и вторичных амидов), что совпадает с результатами ботанического анализа и динамикой C/N торфяного отложения CR-03/15 (Рис. 3.8, 3.9). Пики в  $\sim 1453/см$ ,  $\sim 1420/см$  и  $\sim 1384/см$  характерны для СН-деформаций в  $CH_3-$ , СН- связях в  $CH_2$  и ОН деформаций и фенольных СО связей различных алифатических и фенольных структур. Максимальное поглощение среди всего спектра было в диапазоне 1344-812/см. Поглощение в 1250-1000/см, в основном, характерно для различных углеводов и целлюлозы, особенно из-за вибрационных колебаний ОН- в  $-COOH$  и  $-C-O-$  связях (полисахариды, алифатические простые и сложные эфиры, первичные и вторичные спирты).

Спорово-пыльцевой анализ. Всего было определено 40 типов пыльцы и спор: 7 древесных (деревья, кустарники и кустарнички), 27 травянистых и 6 типов споровых растений (Рис. 3.11). В большинстве пыльцевых спектров доминировали типы Eгісасеае (в среднем 18%), Сурерасеае (в среднем 45%) и Роасеае (в среднем 17.1%). Общая концентрация пыльцы и спор принимала значения от 2380 до 103050 п.з./см<sup>3</sup> (Рис. 3.12). На основании стратиграфически ограниченного кластерного анализа, мы выделили 2 пыльцевые зоны в торфянике CR-03. Основываясь на результатах CONISS, выделили 2 палинозоны (Рис. 3.11): палинозона CR-03-1 (340-280 см, 7300-6100 л.н.) и палинозона CR-03-2 (280-0 см, 6100-0 л.н.) с двумя подзонами (CR-03-2a (280-122 см, 6100-2450 л.н.) и CR-03-2b (122-0 см, 2450 л.н.)).

Поток пыльцы на протяжении всей истории формирования отложения был относительно постоянным, в среднем 1600 п.з./см\*год. Значительное увеличение

пыльцевого потока происходило с 1450 по 350 л.н. (85-25 см) до 7190 п.з./см\*год, в среднем 3780 п.з./см\*год (Рис. 4.1).

#### **Палинозона CR-03-1 (340-280 см, 7300-6100 л.н.)**

Участие пыльцы *Ericaceae* было исключительно высоким — до 76% (в среднем 54%), с максимальными для всей колонки значениями концентрации, в среднем 14450 п.з./см<sup>3</sup>. Выше чем в других зонах, был процент участия спор — до 20%. Участие пыльцы *Ariaceae* было высоким — до 29% (до 10630 п.з./см<sup>3</sup>). Участие пыльцы *Syringaceae* (в среднем, 7%) и *Roaceae* (в среднем, 14%) было относительно невысоким. Максимум участия спор *Selaginella* был с 7100 по 6450 л.н. (в среднем 11%), концентрация достигала 6920 спор/см<sup>3</sup> 6990 л.н.

Общая концентрация пыльцы и спор в среднем составляла 26700 п.з./см<sup>3</sup>.

#### **Палинозона CR-03-2 (280-0 см, 6100-0 л.н.)**

В зоне значительно сокращалось участие пыльцы *Ericaceae* (в среднем 9%). В отличие от вересковых, участие *Roaceae* (в среднем 18%) и *Syringaceae* (в среднем 54%) увеличивалось. Концентрация пыльцы и спор изменялась в широких пределах от 2380 до 103050 п.з./см<sup>3</sup> (в среднем 29220 п.з./см<sup>3</sup>). Спектры данной зоны были разнообразными, в связи с чем можно выделить две подзоны.

#### **Палинозона CR-03-2а (280-122 см, 6100-2450 л.н.)**

С 6100 л.н. значительно увеличивалось участие пыльцы *Syringaceae* (в среднем 47%) и *Roaceae* (в среднем 21%), в то время как процент пыльцы *Ericaceae* сильно снижался (в среднем 15%). При этом оставались относительно невысокими значения концентрации пыльцы *Syringaceae* (в среднем 10350 п.з./см<sup>3</sup>) и *Roaceae* (в среднем 3180 п.з./см<sup>3</sup>). Снизилась концентрация (в среднем 360 п.з./см<sup>3</sup>) и процент (в среднем 3%) пыльцы *Ariaceae*. Встречались пыльца и споры влаголюбивых растений *Typha* и *Sphagnum* в самом низу подзоны, которые затем пропали. Пыльца *Asteraceae* достигала максимума значений (2150 п.з./см<sup>3</sup>) около 3850 л.н.

Краткая история растительности, реконструированная по торфяному отложению CR-03/15. Спектры начальных стадий формирования торфяного отложения отражают разнообразные сообщества с доминированием папоротников и вересковых кустарничков. Около 6100 л.н. на месте кустарничковых тундр постепенно начали распространяться осоковые тундры с высоким участием злаков и кустарничков.



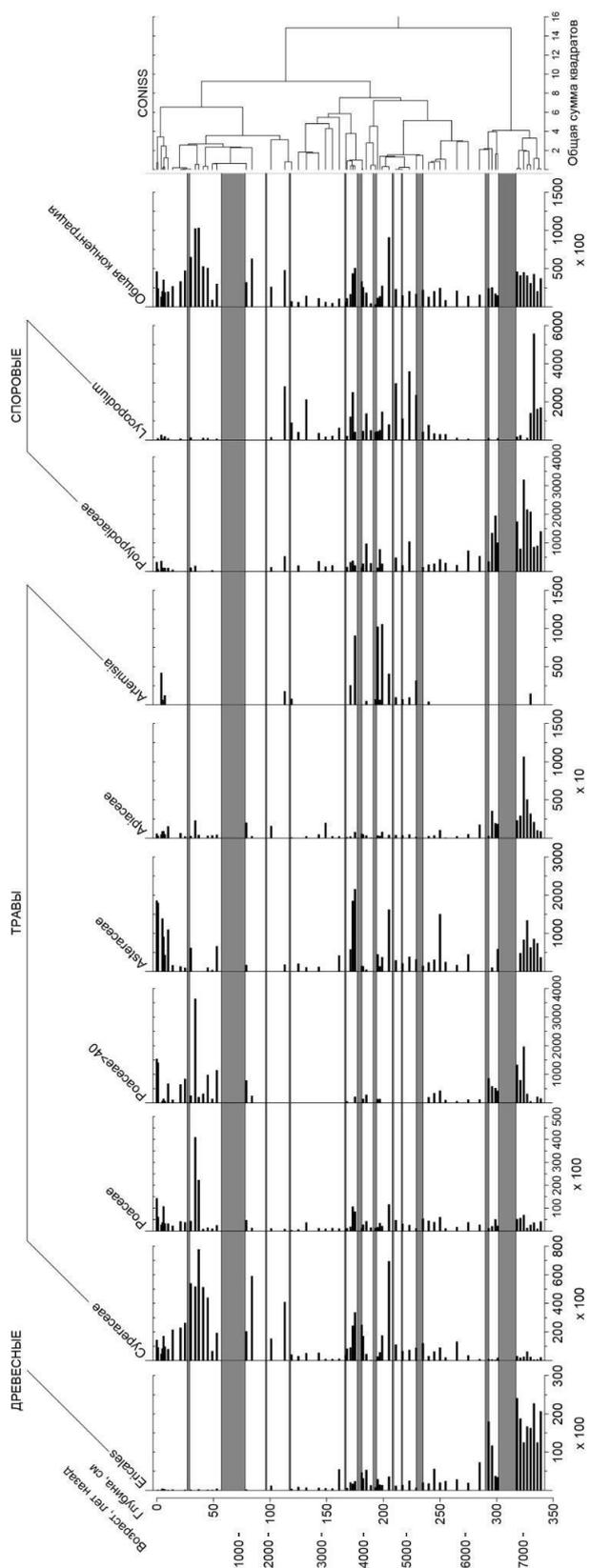


Рисунок 3.12 Диаграмма концентраций пыльцы и спор торфяного отложения CR-03/15, остров Карлайл. Серыми прямоугольниками с заливкой обозначены слои пепла. Слевы указаны калиброванные даты по модели роста отложения.

Вересковые кустарнички практически полностью исчезли из состава растительности около 2450 л.н., когда в растительном покрове значительно увеличилось участие осок совместно со злаками, ландшафт представлял собой злаково-осоковую тундру с достаточно плотным растительным покровом. После выпадения одного из последних пеплов в окрестностях начала преобладать луговая растительность относительно переувлажненных условий с заметным заболачиванием, о чем свидетельствует увеличение участия пыльцы *Triglochin* около 500 л.н.

### 3.2 Центральные Алеутские острова

#### 3.2.1 Остров Атка (Андреяновские острова)

Таблица 3.4 Радиоуглеродные даты торфяного отложения на острове Атка (Андреяновские острова), Heusser, 1990.

Лабораторный номер	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.	
			медиана	медиана $\pm 2\sigma$
GX-7365	49-45	910 $\pm 135$	890	1080-700
GX-7366	56-52	1265 $\pm 115$	1200	1382-1015
GX-7368	69-65	1400 $\pm 135$	1675	2295-1369
GX-7369	82-78	2850 $\pm 140$	3064	3435-2745
GX-7364	99-95	3400 $\pm 180$	4043	5275-3565
GX-7374	121-117	5920 $\pm 130$	6879	7385-6530
GX-7379	139-135	7145 $\pm 170$	8065	8640-7735
GX-7377	179-175	8605 $\pm 245$	9630	10220-9030
GX-7363	224-220	9355 $\pm 300$	10698	11845-9970

Торфяное отложение на о. Атка начало формироваться 10900 л.н. (Heusser, 1990, Рис. 3.13; Табл. 3.4). Формирование происходило относительно быстрее в периоды с 10900 по 8000 л.н. (со средней скоростью 0,32 мм/год) и с 2000 л.н. до

настоящего времени (со средней скоростью 0,34 мм/год), относительно медленнее с 8000 по 2000 (со средней скоростью 0,11 мм/год).

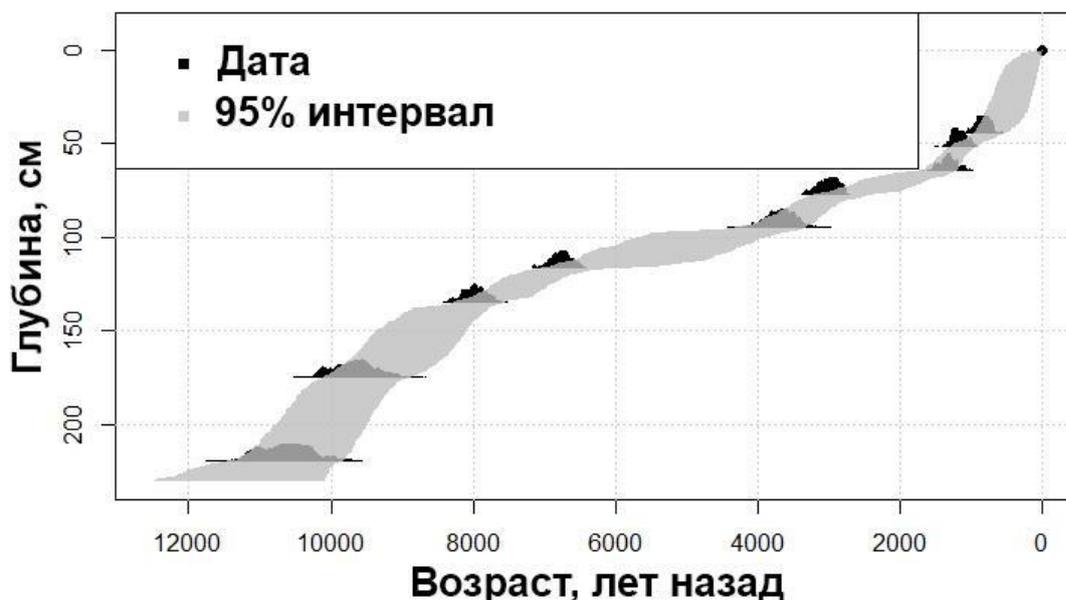


Рисунок 3.13 Модель роста торфяного отложения на острове Атка, построенная по датам Хойссера (Heusser, 1990).

Краткая история растительности, реконструированная по торфяному отложению на о. Атка. С 10900 до 10600 л.н. в окрестностях торфяного отложения преобладала ивово-злаковая тундра с высоким участием *L. clavatum* и зонтичных (Приложение 2, 3). В период 10600-10000 л.н. увеличилось участие осок и снизилось участие ивы. С 10000 до 9600 л.н. распространились кустарничково-осоковые тундры и значительно увеличилось участие ивы. В период 9600-8400 л.н. из состава кустарничковых тундр пропали *L. clavatum* и зонтичные. С 8400 по 4500 л.н. в спектрах увеличилось участие пыльцы *Plantago*. В период 4500-950 л.н. распространилась злаково-кустарничков тундра с высокими участием пыльцы Сурегасеае и *Ranunculus*. С 950 л.н. в спектрах уменьшалось участие кустарничков и *Ranunculus*.

### 3.2.2 Остров Адак (Андреяновские острова)

Модель роста отложения на о. Адак была построена дважды. Наиболее адекватная модель роста отложения представлена в работе Ногучи с соавт. (Noguchi et al., 2018) (Рис. 3.14; Табл. 3.5), поскольку в ней нет выраженных инверсий

радиоуглеродных дат, в отличие от дат опубликованных в работе Хойссера. Мы построили свою модель роста отложения, полученную по их датам (Рис. 3.14), чтобы иметь возможность сопоставить динамику растительности с другими островами Командорско-Алеутской гряды, так как в работе Ногучи с соавт. (Noguchi et al., 2018) не указана временная шкала на спорово-пыльцевой диаграмме. По этой модели торфяное отложение начало накапливаться около 11000 л.н., формирование происходило относительно равномерно со средней скоростью около 0,21 мм/год.

Таблица 3.5 Радиоуглеродные даты торфяного отложения на острове Адак (Андреяновские острова) (Noguchi et al., 2018).

Лабораторный номер	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.	
			медиана	медиана $\pm$ 2 $\sigma$
NUTA2-25673	18-19	245 $\pm$ 40	411	433-144
JAT-14005	45-46	1725 $\pm$ 35	1695	1710-1556
IAAA-172212	78-79	3065 $\pm$ 25	3360	3358-3210
IAAA-171949	128-129	5630 $\pm$ 25	6490	6475-6386
NUTA2-19292	176-177	8565 $\pm$ 40	9520	9563-9480
IAAA-172211	195-196	8860 $\pm$ 25	9830	10157-9980
IAAA-171948	200-201	8525 $\pm$ 30	10105	9541-9485
IAAA-171947	222-223	8590 $\pm$ 30	10430	9602-9516

Краткая история растительности, реконструированная по торфяному отложению на о. Адак (Noguchi et al., 2018). В период 11000-9500 л.н. в окрестностях торфяного отложения была распространена кустарничково-осоковая тундра с высоким участием злаков и *L. Annotinum* (Приложение 5). С 9500 по 6200 л.н. тундра была злаково-кустарничковой, заметно снизилось участие осок и *L. annotinum*. В период 6200-2400 л.н. увеличилось участие Ranunculaceae. С 2400 л.н. заметно снизилось участие *L. annotinum*.

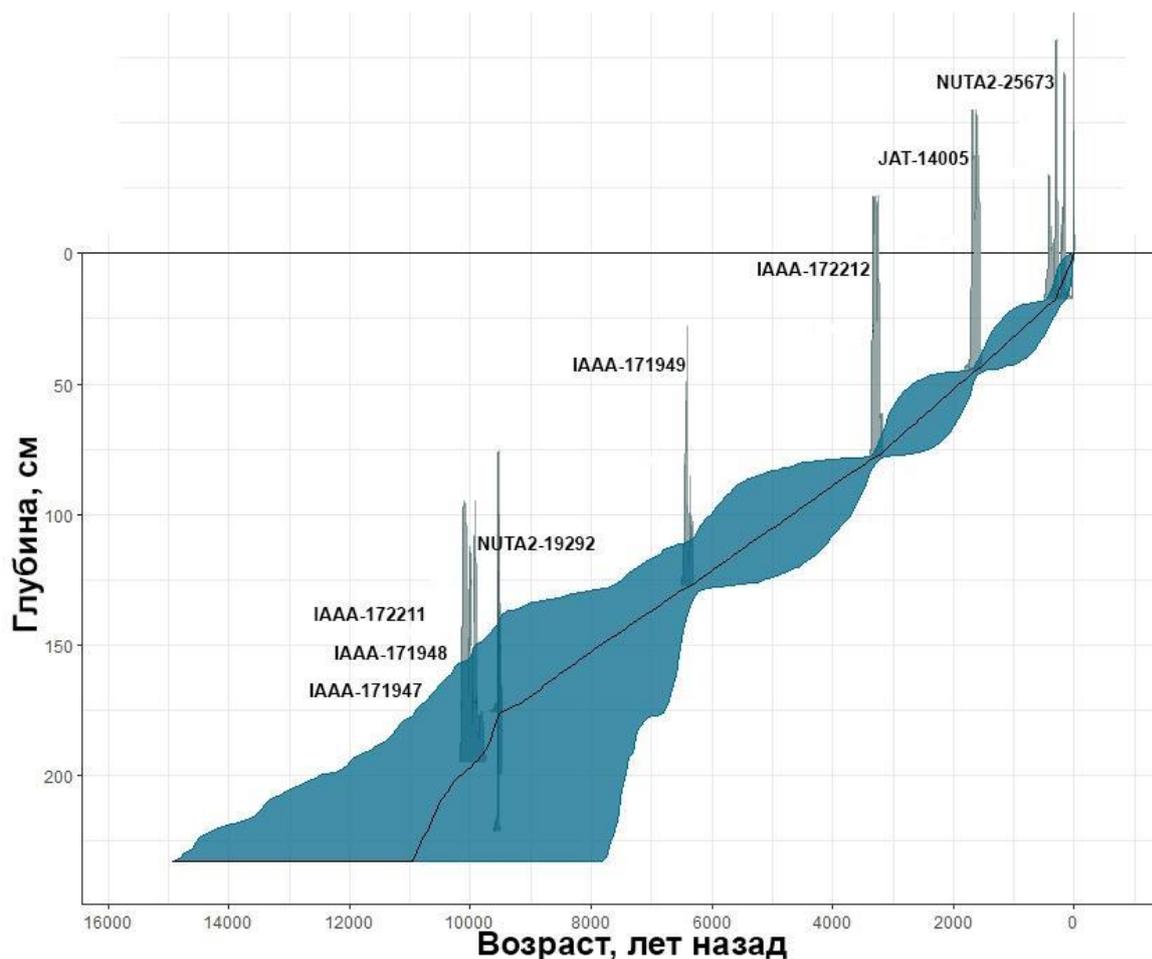


Рисунок 3.14 Модель роста торфяного отложения на острове Адак (Noguchi et al., 2018).

Для определения времени основных смен растительности, описанных Хойссером (Heusser, 1978), мы использовали модель роста отложения, построенную по радиоуглеродным датам, полученным сотрудниками Лаборатории исторической экологии (Рис. 3.15, Табл. 3.6). Отложение начало накапливаться 10550 л.н. и формировалось со средней скоростью 0,26 мм/год.

Краткая история растительности, реконструированная по торфяному отложению на о. Адак (Heusser, 1978). В период 10550-9750 л.н. в окрестностях торфяного отложения была распространена злаково-осоковая тундра с участием *Empetrum* и относительно высоким участием *L. annotinum* (Приложение 4). С 9750 по 9600 л.н. тундра стала осоково-злаковой, одновременно увеличилось *Empetrum* и папоротников.

Таблица 3.6 Радиоуглеродные даты торфяного отложения на острове Адак (Андреяновские острова), (частично People Before..., 2012).

Лабораторный номер	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.	
			медиана	медиана $\pm$ 2 $\sigma$
ИЭМЭЖ-1306	64-60	2760 $\pm$ 90	2940	3175-2770
ИЭМЭЖ-1307	81-69	3120 $\pm$ 90	3260	3855-3045
ИЭМЭЖ-1304	98-86	2890 $\pm$ 100	3790	4500-3335
NUTA2-10966	101-100	4150 $\pm$ 30	4625	4785-4435
ИЭМЭЖ-1308	120-110	4160 $\pm$ 140	5140	5635-4795
ИЭМЭЖ-1303	140-135	5110 $\pm$ 160	6040	6505-5675
NUTA2-10967	151-150	6040 $\pm$ 30	6895	7045-6770
ИЭМЭЖ-1268	190-185	8660 $\pm$ 90	9585	9750-8250
ИЭМЭЖ-1302	250-245	8660 $\pm$ 160	9870	10170-9555
ИЭМЭЖ-1309	265-260	8700 $\pm$ 200	10200	10890-9830

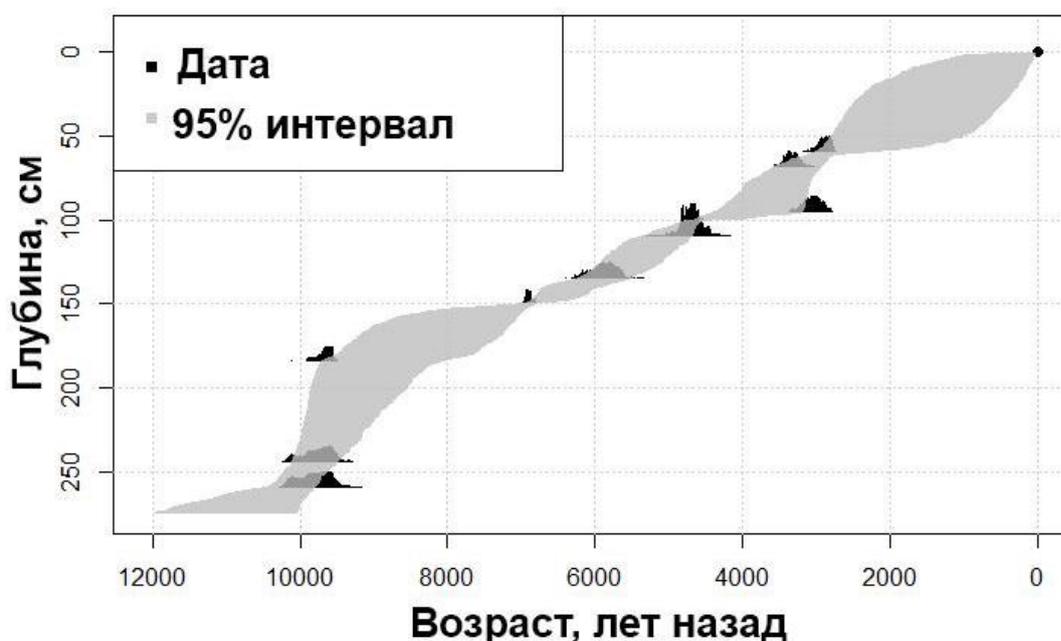


Рисунок 3.15 Модель роста торфяного отложения на остров Адак по радиоуглеродным датам из отложения 6/97, отобранного сотрудниками Лаборатории исторической экологии в 1997 году.

В период 9600-3300 л.н. снизилось участие *Empetrum* и *L. annotinum*, на месте тундры распространились луговые сообщества с преобладанием злаков и осок, высоким участием папоротников, и увеличивающимся участием Ариасеае и Ranunculaceae. С 3300-1400 л.н. вновь распространились тундровые сообщества с преобладанием злаков и кустарничков. Около 1400 л.н. вновь распространились луговые сообщества с преобладанием злаков.

### 3.3 Западные Алеутские острова

#### 3.3.1 Остров Шемья (Ближние острова)

##### Результаты палеореконокструкций торфяника Алкан Крик (о. Шемья)

Радиоуглеродное датирование. Торфяник Алкан Крик начал формироваться около 9500 л.н. (Рис. 3.16, Табл. 3.7). В начальный период накопления около 9200–8300 л.н. (250–200 см) торф накапливался относительно быстрее – средняя скорость накопления в это время составляла 0,56 мм/год (Смышляева и др., 2021). Далее отложение накапливалось относительно равномерно. Средняя скорость накопления была около 0,27 мм/год.

Таблица 3.7 Радиоуглеродные даты, полученные для торфяного отложения Алкан Крик (остров Шемья) (Савинецкий и др., 2014).

Лабораторный номер	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.	
			медиана	медиана $\pm 2\sigma$
ИЭМЭЖ-1199	30-20	560 $\pm$ 85	830	1900–570
ИЭМЭЖ -1201	90-80	3220 $\pm$ 75	3620	4260–3340
ИЭМЭЖ -1200	140-130	4400 $\pm$ 200	5350	6350–4700
ИЭМЭЖ-1202 & 1204 (ср.)	210-200	7560 $\pm$ 100	8430	8810–8190
ИЭМЭЖ -1203	260-250	7920 $\pm$ 320	9360	10755–8735

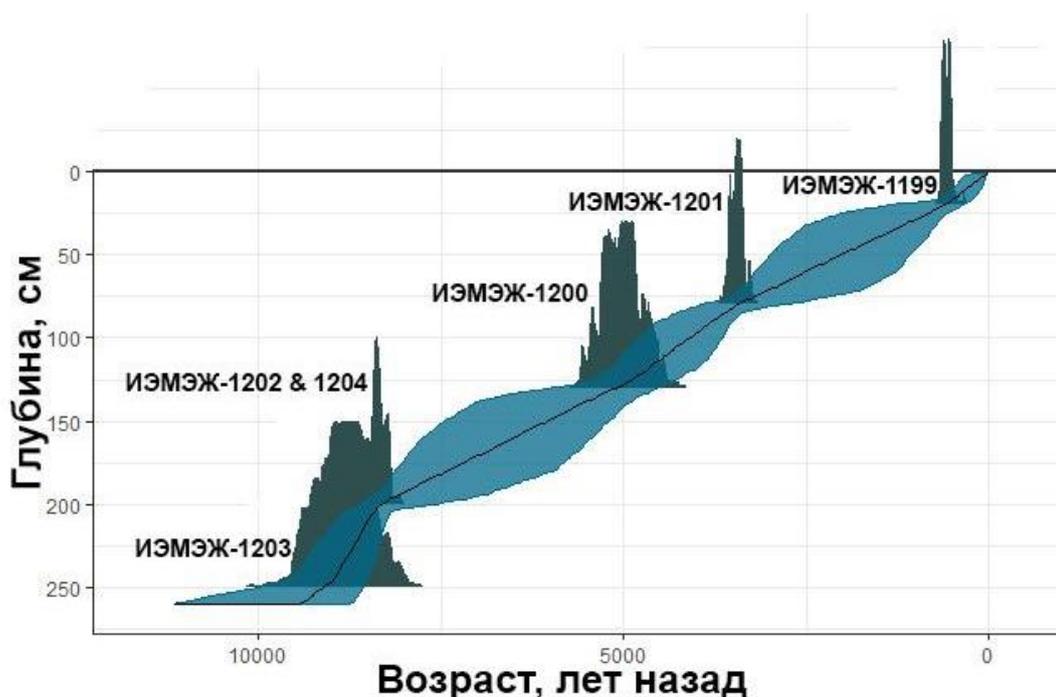


Рисунок 3.16 Модель роста торфяного отложения Алкан Крик (остров Шемья), построенная по радиоуглеродным датам (Савинецкий и др., 2014).

Ботанический анализ. Несмотря на плохую сохранность образцов, удалось провести ботанический анализ торфяника Алкан Крик (Рис. 3.17). В большинстве образцов найденные растительные остатки сильно разрушены. На глубинах от 250 до 100 см (9500-4100 л.н.) степень разложения была больше 50%. Далее степень разложения была в среднем 30-35%, за исключением образцов 40-50 см (2000-1550 л.н.) и 60-70 см (2950-2450 л.н.), где степень разложения была 25-30%. На протяжении всей истории формирования отложения не происходило заметных изменений в составе растительных остатков. По данным CONISS, мы выделили два крупных периода - 240-110 см (8950-4400 л.н.) и 110-20 см (4400-600 л.н.). В период 8950-4400 л.н. в спектрах преобладали неопределенные остатки травянистых растений и *S. lyngbyei* (максимальное участие около 8500 л.н.). С 4400 л.н. заметно преобладали остатки *S. lyngbyei*, увеличилось участие Poaceae. По всей глубине разреза встречались остатки Ericaceae, от единичных до 5%. В самом верхнем образце снизилось участие *S. lyngbyei*, а участие Poaceae (предположительно, *Calamagrostis* sp.) увеличилось до 25%.

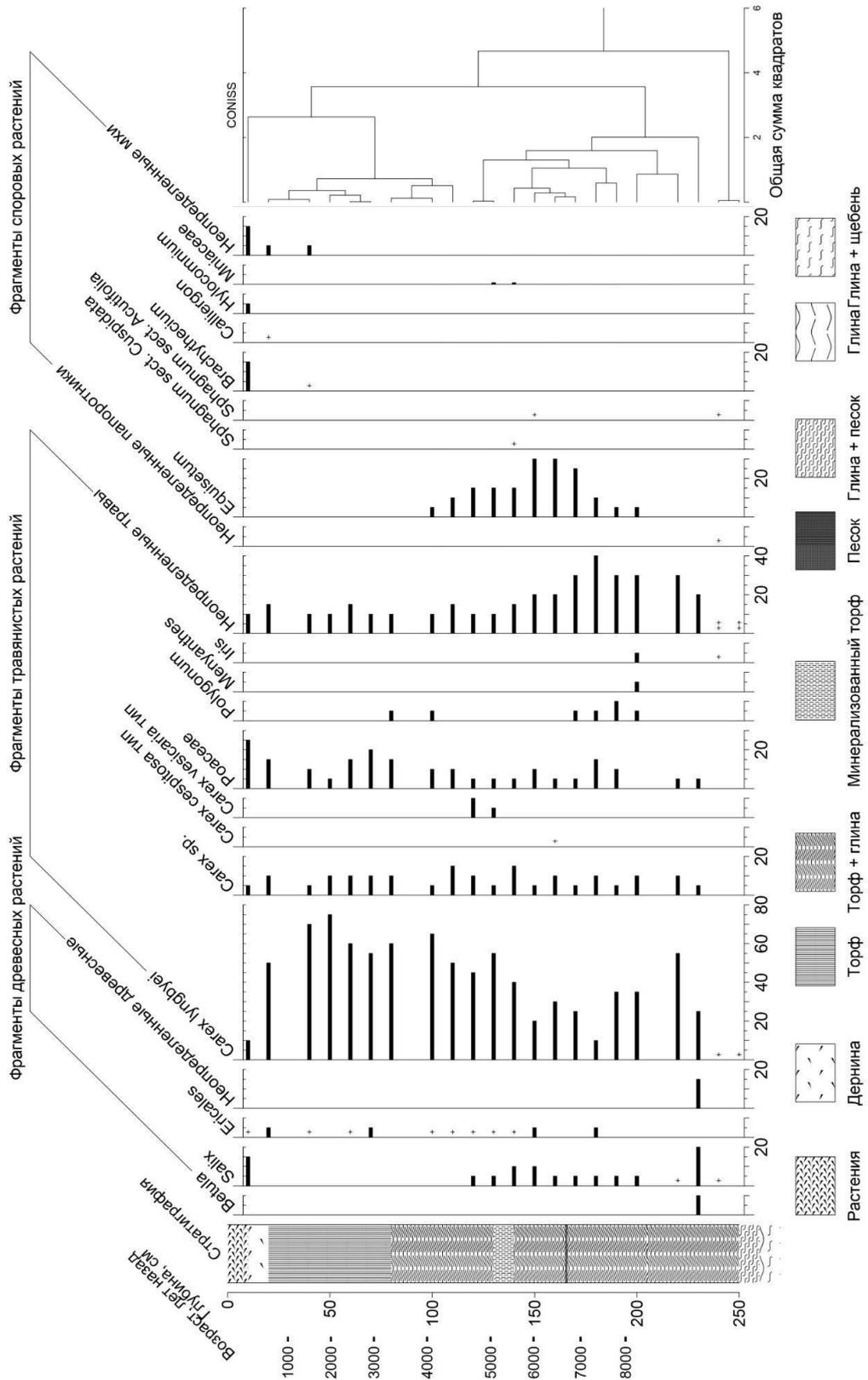


Рисунок 3.17 Диаграмма ботанического анализа торфяного отложения Алкан Крик, остров Шемья.

Анализ стабильных изотопов. На протяжении всей истории формирования отложения между  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N корреляция была слабо отрицательной (Рис. 4.2). Однако до 7000 л.н. включительно корреляция между этими показателями оказалась очень высокой (Рис. 4.3), после чего стала слабо отрицательной (Рис. 4.4). То есть диагенетические процессы коснулись периода от начала формирования отложения до 7000 л.н.

По всей глубине торфяника Алкан Крик  $\delta^{15}\text{N}$  принимала значения от -3,1‰ до 2,9‰, в среднем составляла 0,1‰ (Рис. 3.18). От глубины к поверхности, в целом, содержание тяжелого изотопа азота увеличивалось. В самом начале торфообразования (9500-8850 л.н.)  $\delta^{15}\text{N}$  колебалась от -2,8 до 0,2‰. С 8700 по 5800 л.н. содержание тяжелого изотопа азота было относительно стабильным, в среднем -0,3‰. Период относительного увеличения значений  $\delta^{15}\text{N}$  с последующим снижением был с 4850 по 3600 л.н. (максимум до 2,0‰). Затем  $\delta^{15}\text{N}$  постепенно росло до 2,9‰ (~450 л.н.), после чего резко упало до -3,1‰ около 150 л.н. Мы предполагаем, что напрямую морской азот не поступал в торфяное отложение, однако можно отметить периоды, когда обогащение азотом прибрежных экосистем коснулось и внутренней части острова.

В динамике содержания стабильного изотопа углерода можно выделить 3 периода (Рис. 3.18). В период 8600-6250 л.н. содержание тяжелого изотопа углерода сильно колебалось от -26,3 до -22,8‰, в среднем -24,8‰. С 5800 л.н. до недавнего времени  $\delta^{13}\text{C}$  было относительно стабильно, в среднем -27,0‰. С 7000 до 6000 л.н. локальное увлажнение было относительно ниже, после чего увеличилось и оставалось относительно стабильным.

В целом, массовое соотношение содержания углерода к азоту (C/N), с уменьшением глубины увеличивалось (Рис. 3.18). С 8400 до 3600 л.н. C/N постепенно увеличивалось с 16,6 до 27,5, в среднем принимая значение 20,5. Соотношение углерода к азоту резко увеличилось до 43,6 около 3200 л.н., затем последовательно снижалось до 24. Среднее значение C/N в период с 3600 до настоящего времени было 33,3. Значения C/N соответствовали значениям для осокового торфа в других регионах, однако в период с 3600 л.н. значения были сходны со сфагновыми торфами.

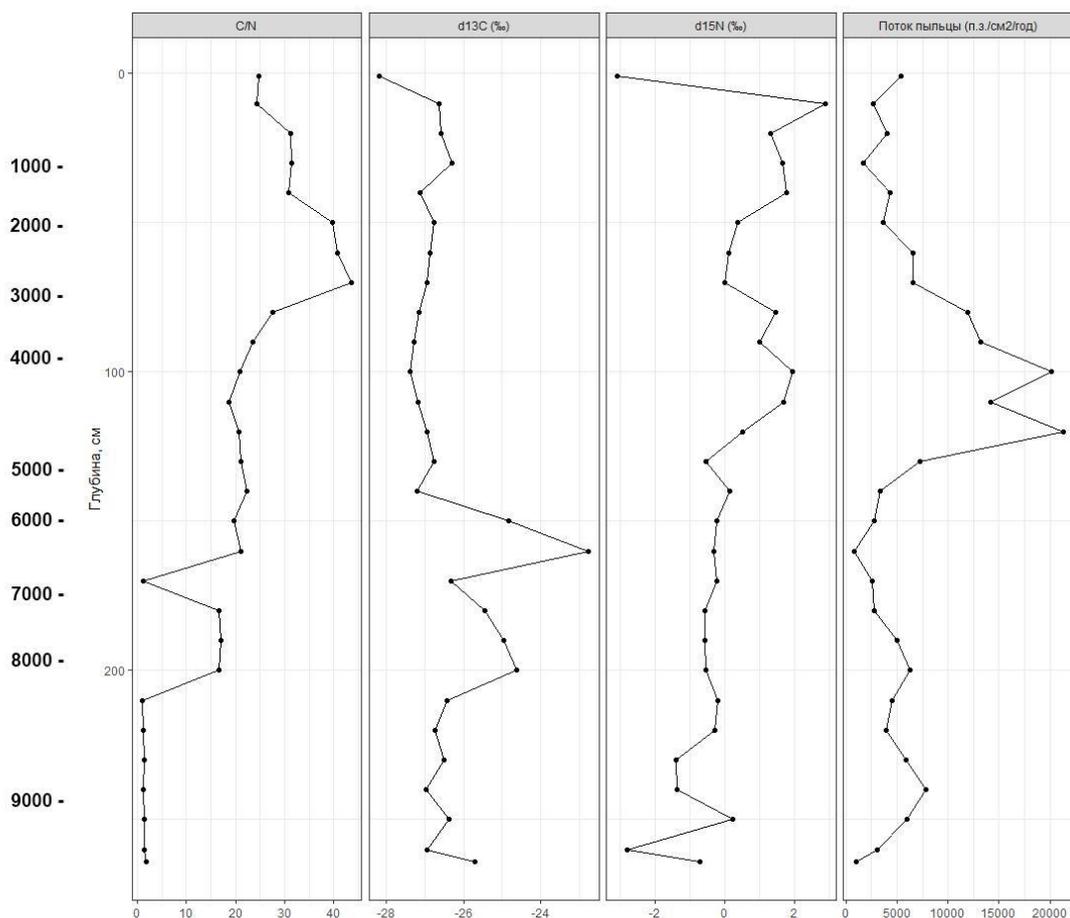


Рисунок 3.18 Соотношение углерода к азоту (C/N), стабильных изотопов углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ), азота ( $\delta^{15}\text{N}$ ) и поток пыльцы в торфяном отложении Алкан Крик (остров Шемья). Слева указаны калиброванные даты по модели роста-отложения.

Спорово-пыльцевой анализ. В результате спорово-пыльцевого анализа в отложении было определено 34 типа пыльцы и спор: 6 древесных палинотипов (деревья, кустарники и кустарнички), 21 травянистый палинотип (травы), 7 типов спор (Рис. 3.19) (Смышляева и др., 2021). Основные доминирующие типы – Eгісасеае, Сурегасеае и Роасеае. Участие Eгісасеае варьировалось в пределах от единичных зерен до 88%, Сурегасеае – от 0,5 до 72%, Роасеае от 1 до 63%. Общая концентрация пыльцевых зерен в образце варьировала от 30420 до 795970 п.з./см<sup>3</sup> (Рис. 3.20).

Поток пыльцы в торфянике Алкан Крик был относительно постоянным на протяжении всей истории формирования, за исключением периода с 5800 до 3450 л.н., когда он стремительно увеличился до 21280 п.з./см\*год (4850 л.н.) после чего скачкообразно снижался до 6550 п.з./см\*год (3200 л.н.), в среднем значение потока пыльцы было 14670 п.з./см\*год (Рис. 4.1). С 9500 до 5800 л.н. среднее значение

пыльцевого потока было 3970 п.з./см\*год. Среднее значение пыльцевого потока с 3450 до недавнего времени было 4340 п.з./см\*год.

Основываясь на результатах CONISS, мы выделили 2 палинозоны (Рис. 3.19, 3.20): палинозона AlCr-1 (270-80 см, 9500-3400 л.н.) с двумя подзонами (AlCr-1a (270-120 см, 9500-4700 л.н.) и AlCr-1b (120-80 см, 4 700-3400 л.н.)) и AlCr-2 (80-0 см, 3400-0 л.н.).

#### **Палинозона AlCr-1a (270-120 см, 9500-4700 л.н.)**

В процентном соотношении доминировала пыльца *Syringaceae* – в среднем, 45% (максимальное значение концентрации – 200970 п.з./см<sup>3</sup>). Вторым по обилию был пыльцевой тип – *Ericaceae* (Рис. 3.19), содержание которого составляло, в среднем, 18%. Среднее содержание пыльцы *Roaceae* было 12%, концентрация сильно варьировалась от 3710 п.з./см<sup>3</sup> (6700 л.н.) до 346880 п.з./см<sup>3</sup> (4700 л.н.). В период 7800–5100 л.н. содержание пыльцы *Triglochin* достигало 17% (около 5100 л.н.).

#### **Палинозона AlCr-1b (120-80 см, 4 700-3400 л.н.)**

Около 4700 л.н. в составе спорово-пыльцевых спектров увеличился процент участия пыльцы *Roaceae*, а пыльцевые зерна *Ericaceae* были единичны (Рис. 3.19). Концентрация пыльцы *Apiaceae*, *Roaceae* и *Fritillaria* возрасла до 74330, 485910 и 3100 п.з./см<sup>3</sup>, соответственно (Рис. 3.20). Концентрация пыльцы *Ranunculus*-type резко увеличилась до 145570 п.з./см<sup>3</sup>, а к концу зоны (3400 л.н.) снизилась до 7590 п.з./см<sup>3</sup>, после чего пыльца этого типа перестала встречаться. Споры *Lycopodium annotinum* и пыльца *Asteraceae* на верхней границе зоны AlCr-1b (3400 л.н., 80 см) практически не встречались в составе спектров.

#### **Палинозона AlCr-2 (80-0 см, 3400-0 л.н.)**

Пыльца *Ericaceae* в процентном соотношении преобладала с 3400 л.н. совместно с пылью *Syringaceae*. При этом концентрация пыльцы осоковых сильно снизилась (Рис. 3.20) по сравнению с предыдущей зоной (до 2550–26350 п.з./см<sup>3</sup>). Концентрация пыльцы *Ericaceae* была максимальной около 3400 л.н. – 252580 п.з./см<sup>3</sup>, затем постепенно снижалась к поверхности до 42480 п.з./см<sup>3</sup>. На протяжении зоны AlCr-2 снижалась общая концентрация пыльцы – с 261510 п.з./см<sup>3</sup> до 53540. Содержание пыльцы *Roaceae*, в среднем, составляло 5% и увеличивалось кверху отложения до 16%.

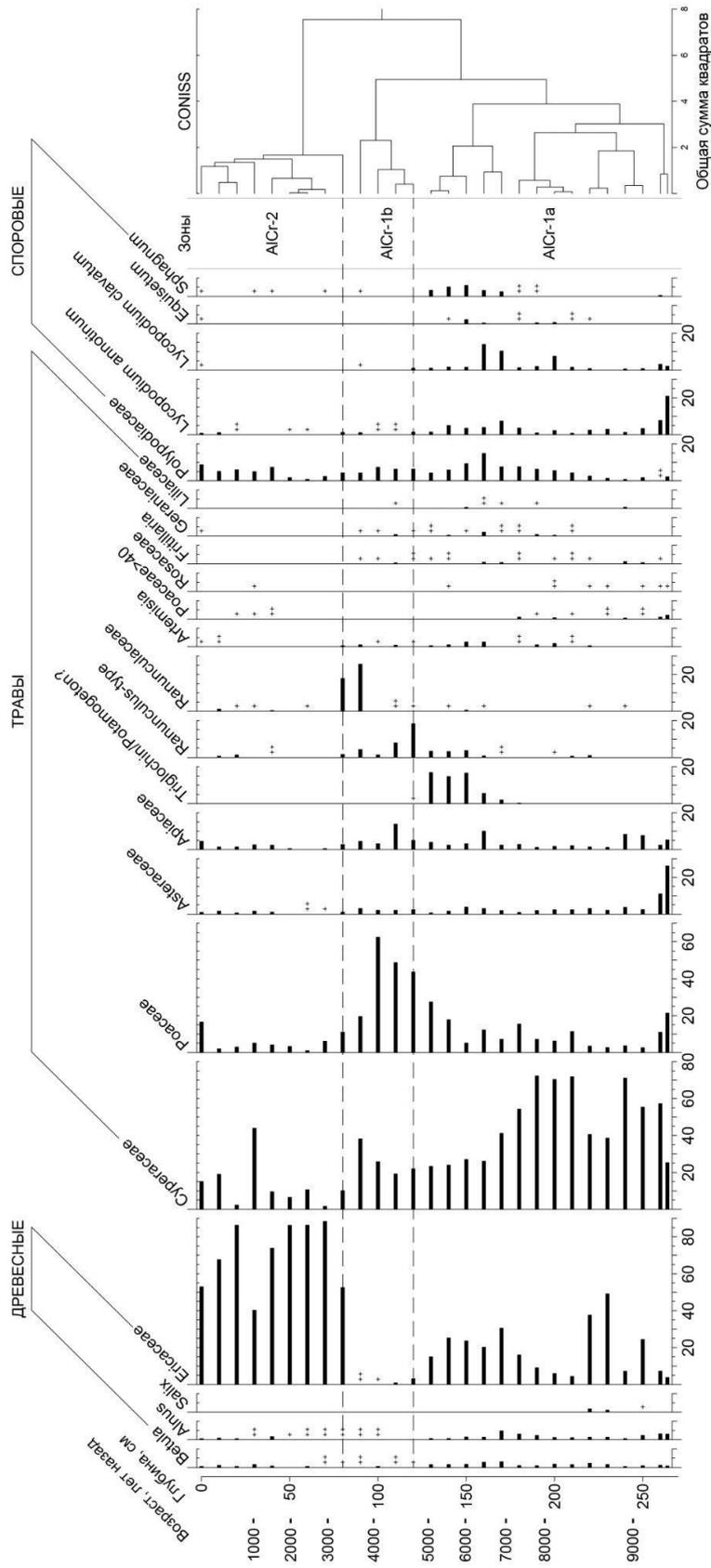


Рисунок 3.19 Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяного отложения Алкан Крик, остров Шемья.

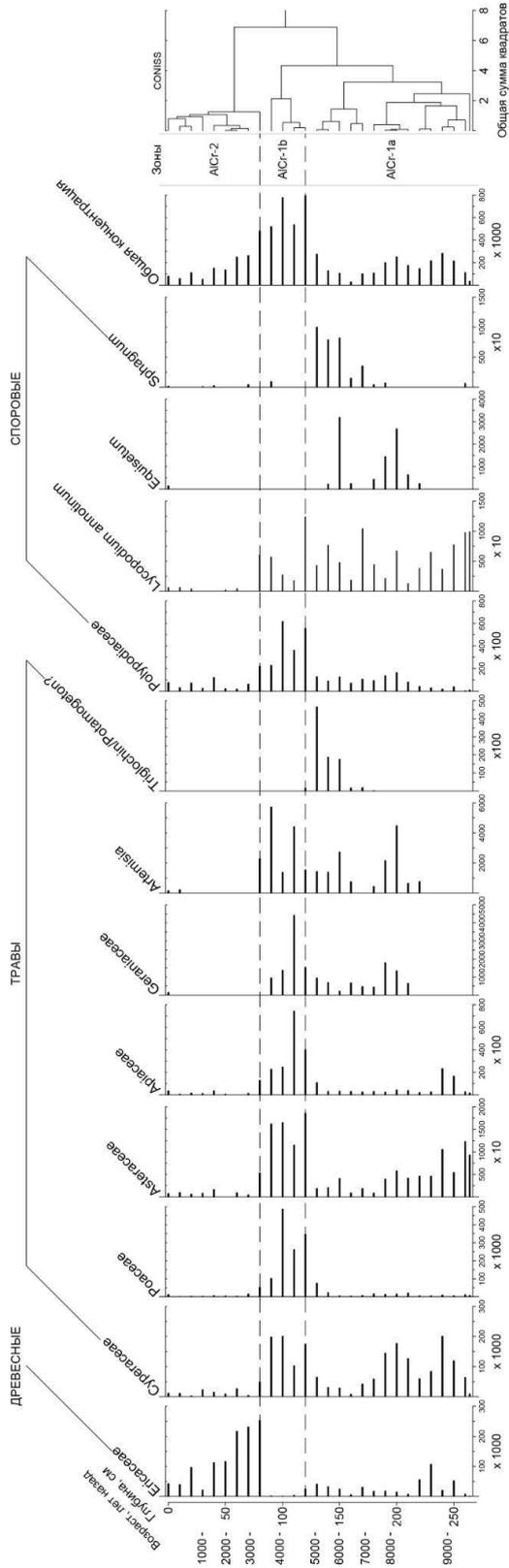


Рисунок 3.20 Диаграмма концентраций пыли и спор торфяного отложения Алкан Крик, остров Шемья.

Краткая история растительности, реконструированная по торфянику Алкан Крик. Около 9500 л.н. в защищенных от ветра и слабо дренированных условиях в глубине о. Шемья была распространена разнотравно-осоковая тундра с участием вересковых кустарничков (Смышляева и др., 2021). Около 7000 л.н. в растительных сообществах увеличилось участие *Sphagnum*. Сфагновые мхи, благодаря своей способности удерживать влагу, сформировали на месте влажной тундры условия для возникновения осокового болота с участием *Equisetum*, в это же время в спектрах появилась пыльца *Triglochin*, предпочитающего влажные условия. Около 4700 л.н. *Sphagnum* пропал из спорово-пыльцевых спектров, а на месте болота в более сухих условиях образовались разнотравные осоково-злаковые луга. В период 4700–3400 л.н. концентрация пыльцы в торфянике Алкан Крик была максимальной. Около 3400 л.н. травяные сообщества на о. Шемья сменились сообществами с доминированием вересковых кустарничков.

#### Результаты палеореконокструкций торфяного отложения Макдональд Поинт (о Шемья)

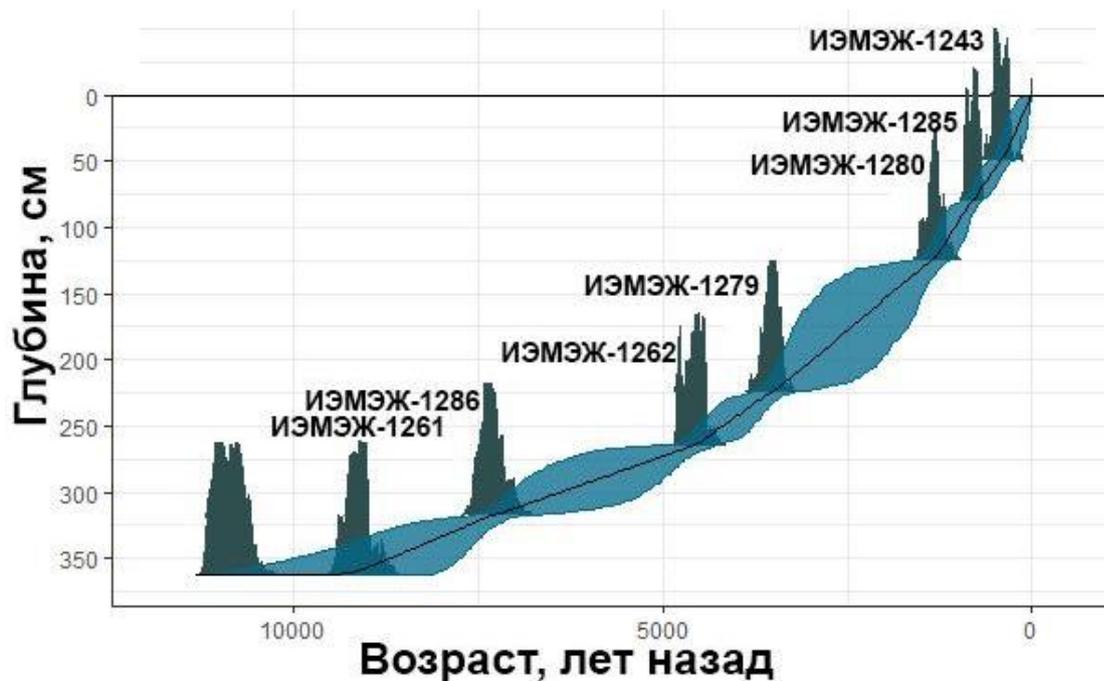


Рисунок 3.21 Модель роста торфяного отложения МакДональд Поинт, остров Шемья.

Радиоуглеродное датирование. Торфяное отложение начало накапливаться около 10600 л.н. (Рис. 3.21; Табл. 3.8). Накопление материала, вероятно, происходило в

два этапа. Первый, относительно медленнее, 10600-3500 л.н. (385-224 см) - со скоростью 0,23 мм/год; во второй период 3500-0 л.н. (224-0 см) формирование происходило относительно быстрее - 0,64 мм/год.

Таблица 3.8 Радиоуглеродные даты торфяного отложения МакДональд (остров Шемья) (Савинецкий и др., 2014).

Лабораторный номер	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.	
			медиана	медиана $\pm 2\sigma$
ИЭМЭЖ-1243	55-50	400 $\pm$ 100	470	640–410
ИЭМЭЖ-1285	85-80	875 $\pm$ 65	860	1050–720
ИЭМЭЖ-1280	130-125	1405 $\pm$ 100	1420	2150–1210
ИЭМЭЖ-1279	230-225	3295 $\pm$ 90	3630	4050–3430
ИЭМЭЖ-1262	270-265	4060 $\pm$ 80	4760	5720–4460
ИЭМЭЖ-1286	320-318	6430 $\pm$ 155	7400	7890–7070
ИЭМЭЖ-1261	372-363	9550 $\pm$ 130	10290	12110–8610

Ботанический анализ. Несмотря на значительное присутствие в образцах песчаной фракции и низкую степень сохранности растительных остатков, удалось реконструировать динамику растительности, формирующей торфяное отложение МакДональд Поинт (Рис. 3.22). Степень разложения была  $>50\%$  с 365-325 см (9900-7650 л.н.), затем с 4850 по 2750 л.н. (270-190 см) была в среднем  $\sim 40\%$ , с 2450 по 1200 л.н. (175-115 см) вновь увеличилась до  $>50\%$ , а с 800 по 50 л.н. (80-6 см) чаще принимала значение 35-40%. В связи с недостаточной сохранностью образцов, этот показатель проблематично использовать в палеореконструкциях.

По результатам CONISS, образцы 372-275 см (10400-5100 л.н.) относились к одной зоне. В спектрах зоны преобладали фрагменты *C. lyngbyei* (до 50%), постепенно увеличивалось участие фрагментов *C. vesicaria*-типа (до 20%). На глубинах 275-168 см (5100-2300 л.н.) доминировали фрагменты *C. vesicaria*-типа (до 40%) совместно с *C. lyngbyei* (до 40%), увеличилось до 15% участие фрагментов Poaceae.



На глубинах 168-80 см (2300-800 л.н.) в спектрах преобладали фрагменты *C. lyngbyei* (до 70%), участие фрагментов *C. vesicaria*-типа и Роасеае значительно снизилось, в некоторых образцах эти фрагменты полностью отсутствовали. На глубинах 80-6 см (810-50 л.н.) преобладали фрагменты *C. lyngbyei* и *C. cespitosa*-типа, вновь увеличилось участие Роасеае (до 20%).

Анализ стабильных изотопов. На протяжении всей истории формирования отложения между  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N корреляция была слабо положительной (Рис. 4.2). В отличие от других изученных отложений, до 7000 л.н. включительно корреляция между этими показателями оказалась высокой, но отрицательной (Рис. 4.3), после чего стала слабо отрицательной (Рис. 4.4). То есть диагенетические процессы не были выражены на протяжении всей истории формирования торфяного отложения.

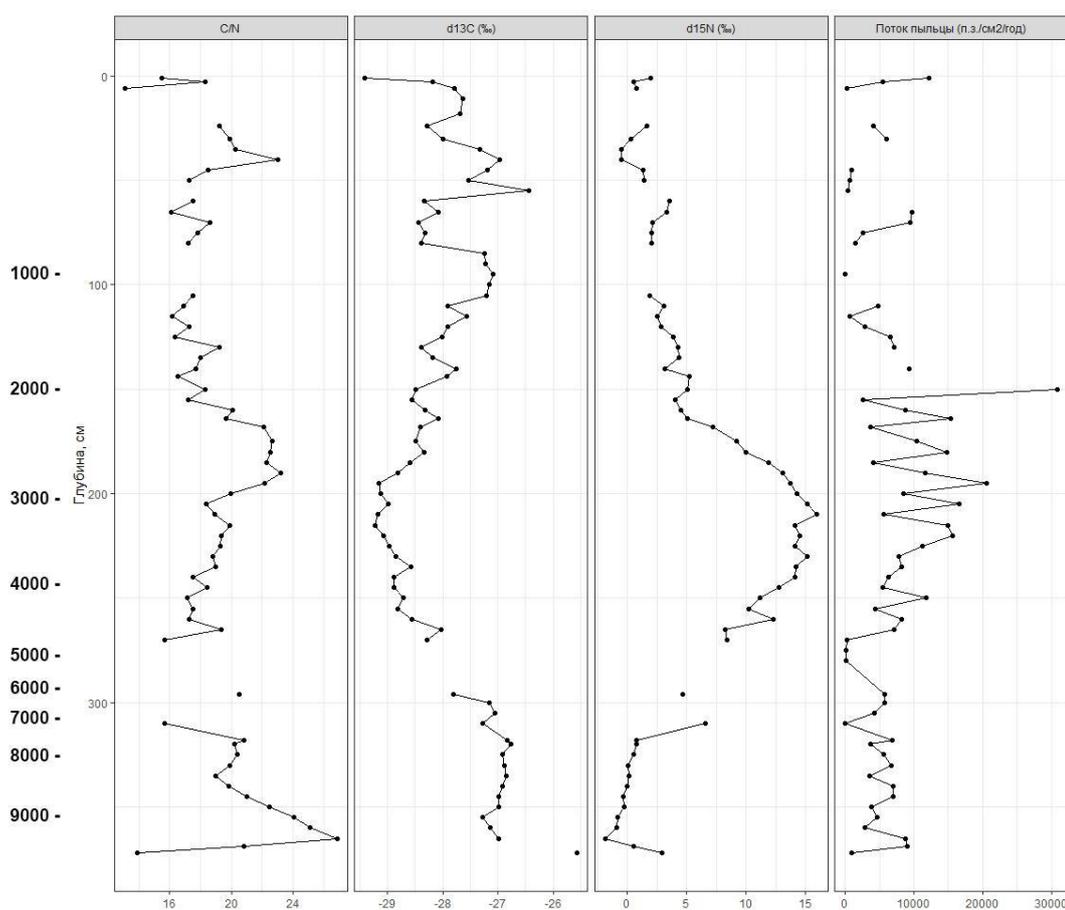


Рисунок 3.23 Соотношение углерода к азоту (C/N), стабильных изотопов углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ), азота ( $\delta^{15}\text{N}$ ) и поток пыли в торфяном отложении МакДональд Поинт (остров Шемья), большая часть результатов опубликована в работах Савинецкого с соавт. (2010, 2014). Слева указаны калиброванные даты по модели роста отложения.

Среднее значение  $\delta^{15}\text{N}$  за всю историю формирования торфяника было 5,4‰ (Рис. 3.23). С 10600 до 7400 л.н. значение  $\delta^{15}\text{N}$  было, в среднем, 0,1‰. Около 7100 л.н.  $\delta^{15}\text{N}$  резко увеличилось до 6,6‰. Далее существует продолжительный разрыв в данных, поскольку, во-первых, в этом месте отложение накапливалось очень быстро, а во-вторых, представляло собой, в основном, слои песка, в котором было недостаточно органики для анализа стабильных изотопов азота. С 5000 л.н. участие тяжелого изотопа азота  $^{15}\text{N}$  постепенно увеличивалось и достигло максимума в 16,0‰ около 3250 л.н., после чего вновь плавно снизилось. На промежутке максимальных значений  $\delta^{15}\text{N}$  с 5000 до 2400 л.н. среднее значение было 12,4‰. С 3250 л.н. по настоящее время, среднее значение  $\delta^{15}\text{N}$  было 2,6‰. Таким образом, морской азот поступал в торфяное отложение на протяжении как минимум 2600 лет.

Среднее значение  $\delta^{13}\text{C}$  за всю историю формирования торфяника было -27,9‰ (Рис. 3.23). На промежутке с 10600 до 6550 л.н.  $\delta^{13}\text{C}$  была относительно высокой и стабильной, со средним значением -26,9‰. Затем значения снизились и оставались, в целом, наиболее низкими за всю историю формирования торфяника с 6300 по 2950 л.н., в среднем, -28,8‰. После чего с 2950 до 900 л.н.  $\delta^{13}\text{C}$  вновь постепенно увеличилась, среднее значение за этот период было -28,0‰. В период с 900 л.н. по настоящее время  $\delta^{13}\text{C}$  значительно колебалась, принимая значения от -29,4 до -26,4‰, со средним значением -27,9‰. До 7000 л.н. локальное увлажнение было относительно низким, после чего начало увеличиваться до 3000 л.н. С 3000 л.н. локальное увлажнение заметно менялось, однако в целом, было ниже.

Соотношение массового участия углерода и азота (C/N) в образцах торфа было в среднем 19,1 (Рис. 3.23). В целом, за исключением отдельных периодов, с глубины к поверхности значение C/N постепенно снижалось. Можно выделить два периода относительного увеличения показателя: резкий скачок с 10300 по 8600 л.н. (в среднем, 23,4) и относительное плавное увеличение с 2950 по 2200 л.н. (в среднем, 21,8). Значения C/N на протяжении всей истории формирования отложения были сходными со значениями осокового торфа в других регионах.

Спорово-пыльцевой анализ. Всего в отложении МакДональд Поинт было определено 46 типов пыльцы и спор: 7 древесных палинотипов (деревья, кустарники и кустарнички), 31 травянистый палинотип, 8 типов спор (Smyshlyeva et al., 2021). Основные доминирующие типы – *Syringaceae* (0-94%), *Ariaceae* (от единичных зёрен до 85%), *Ericaceae* (0-65%), *Roaceae* (0-51%), *Lycopodium annotinum* (0-66%) (Рис. 3.24).

Общая концентрация пыльцы и спор в образцах варьировала от 120 до 448520 п.з./см<sup>3</sup> (Рис. 3.25).

Основываясь на результатах стратиграфически ограниченного кластерного анализа (CONISS), на диаграмме процентных соотношений выделили 3 пыльцевые зоны (Рис. 3.24): McDP-Z1 (385-265 см, 10600-4600 л.н.), McDP-Z2 (265- 175 см, 4600-2400 л.н.), McDP-Z3 (175-0 см, 2400-0 л.н.).

Поток пыльцы в торфянике МакДональд Поинт совершал значительные колебания (Рис. 4.1), его среднее значение за все время формирования отложения было около 6750 п.з./см\*год.

#### **Палинозона McDP-Z1 (385-265 см, 10600-4600 л.н.)**

По процентным соотношениям в спектрах доминировала пыльца Eгіасеае и Сурегасеае, достигая значений 65 и 55% соответственно. В самых нижних образцах происходило чередование основных доминирующих типов. Пик процентного участия пыльцы Asterасеае был около 9300 л.н. – до 21%, затем участие сложноцветных постепенно снижалось. Максимальное участие в спектре спор *L. annotinum* (до 66%) отмечено в этой зоне, выше в отложении споры встречались единично. Участие Eгіасеае заметно снизилось к 4600 л.н. (с 40 до 20%), участие Сурегасеае 5900-4600 л.н. наоборот заметно увеличилось с 8 до 51%.

Поток пыльцы, в среднем, был 4450 п.з./см\*год.

#### **Палинозона McDP-Z2 (265- 175 см, 4600-2400 л.н.)**

В зоне доминировала пыльца Аріасеае, – до 85%. Концентрация Аріасеае колебалась и достигала максимума в 207350 п.з./см<sup>3</sup> около 3000 л.н. Процентное содержание Сурегасеае в этот период было минимальным. Участие пыльцы Eгіасеае постепенно снижалось с 4600 л.н., к 2400 л.н. она практически не встречалась в спектрах. Споры *L. annotinum* встречались в спектрах единично. На промежутке 3000-2400 л.н. (205-175 см) пыльца Роасеае доминировала в спектрах совместно с Аріасеае, участие пыльцы злаков увеличилось от 29 до 51%, в среднем было 38%. Участие Аріасеае постепенно снижалось к концу зоны до 31%.

Поток пыльцы, в среднем, был 10330 п.з./см\*год.

#### **Палинозона McDP-Z3 (175-0 см, 2400-0 л.н.)**

В спектрах доминировала пыльца Сурегасеае (от 43 до 95%). По сравнению с предыдущей зоной, значительно снизилось участие пыльцы злаков и зонтичных.

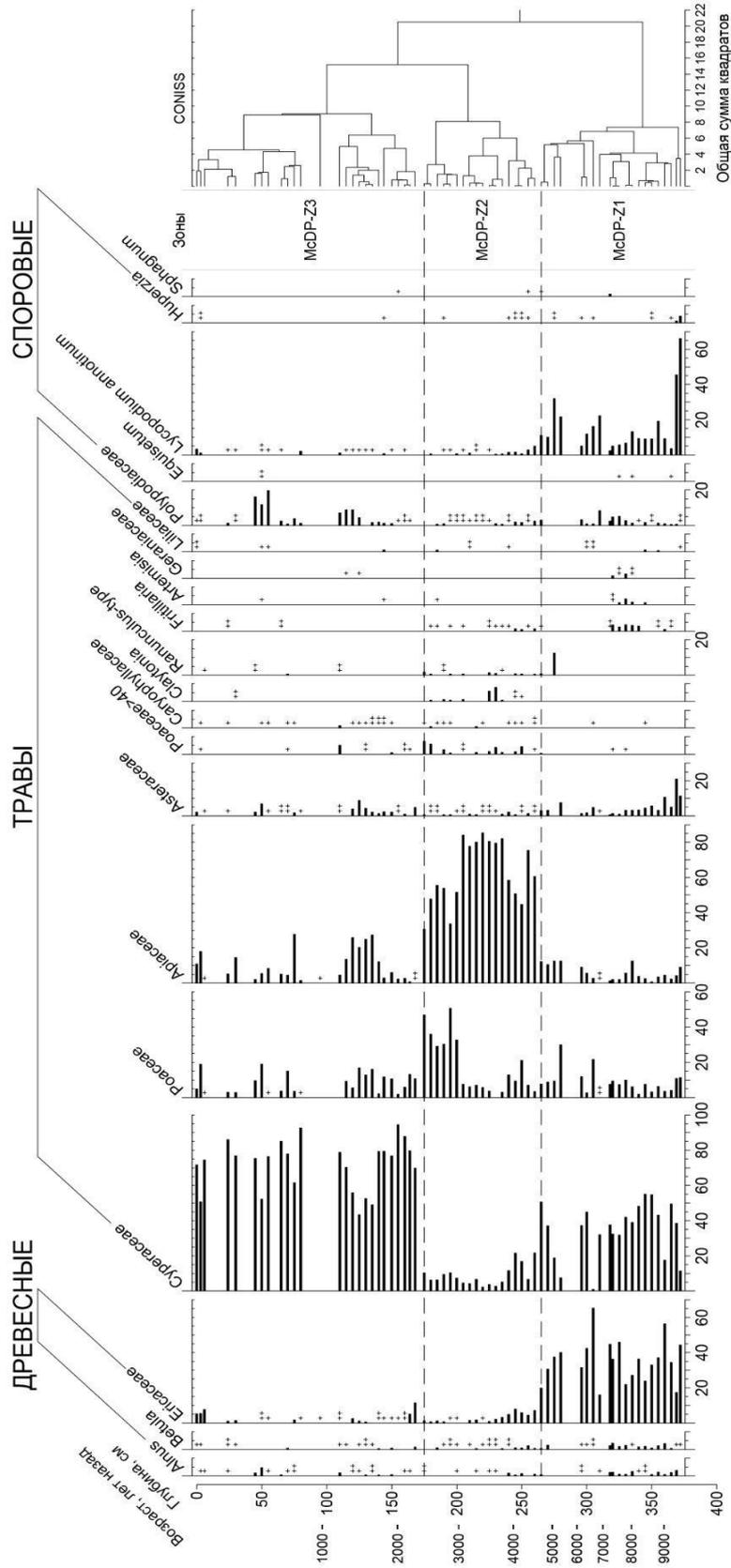


Рисунок 3.24 Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника МакДональд Поинт, остров Шемья.

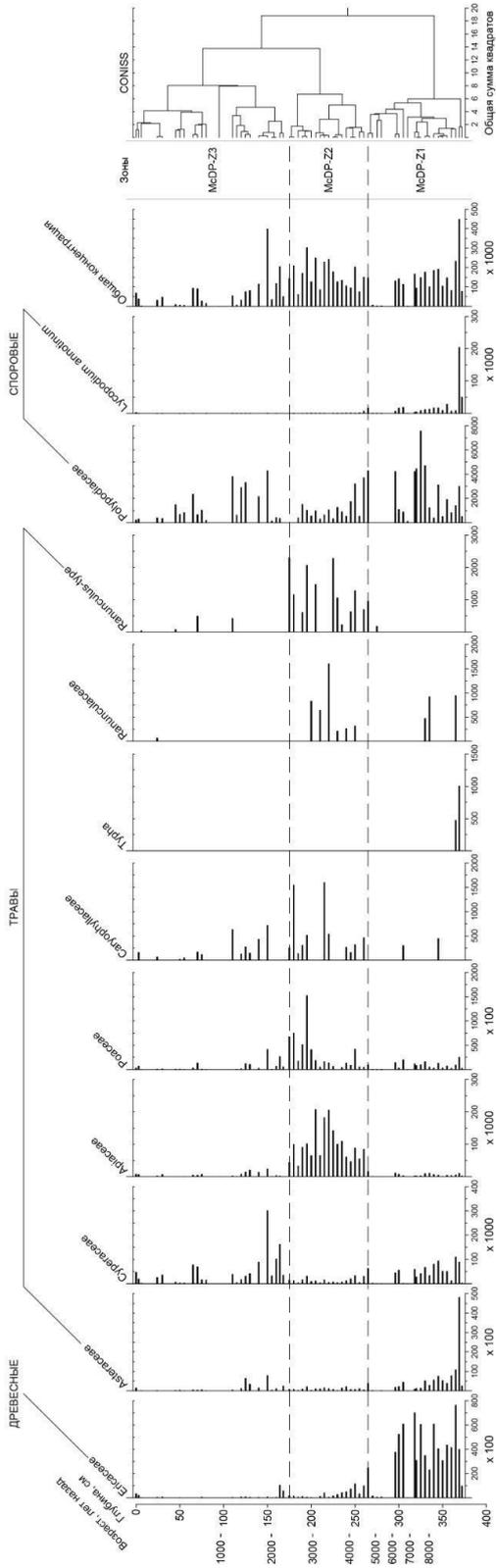


Рисунок 3.25 Диаграмма концентраций пыли и спор в торфяном отложении МакДональд Поинт, остров Шемья.

Общая концентрация пыльцы и спор была максимальной для всего отложения около 2000-1900 л.н. – 392390 п.з./см<sup>3</sup>. За исключением этого периода, концентрация была минимальной по сравнению с двумя другими зонами – в среднем 51120 п.з./см<sup>3</sup>. На промежутке с 2400 л.н. до недавнего времени наблюдалось две волны увеличения участия спор Polypodiaceae, пыльцы Poaceae и Asteraceae: 1550-1200 л.н. (135-110 см) от 4 до 9% (в среднем, 7%) и 800-400 л.н. (80-45 см) от 1 до 16% (в среднем, 9%). Около 90-0 л.н. (11-0 см) в спектрах вновь стала встречаться пыльца Ericaceae, до 8%, и *L. annotinum*, до 3%. Поток пыльцы, в среднем, был 6080 п.з./см\*год.

Краткая история растительности, реконструированная по торфяному отложению МакДональд Поинт. На начальных стадиях развития растительности на берегу о. Шемья (10600-9100 л.н.) доминанты растительных сообществ постоянно менялись (Smyshlyaeva et al., 2021). Около 9100 л.н. состав растительности стал относительно стабильным. Осоково-вересковая тундра доминировала на побережье с 9100 по 4600 л.н. На месте тундры 4600 л.н. резко распространились луговые сообщества с доминированием зонтичных. С 3000 до 2400 л.н. совместно с зонтичными в луговых сообществах преобладали злаки. Осоковая тундра сменила луговые сообщества 2400 л.н.

### 3.3.2 Остров Атту (Ближние острова)

Таблица 3.9 Радиоуглеродные даты торфяника на острове Атту (Ближние острова), Heusser, 1990.

Лабораторный номер	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, л.н.	
			медиана	медиана±2σ
RL-1181	56-52	3230±140	3555	4120-3175
GX-5356	109-105	5200±175	5995	6450-5665
GX-4786	212-208	6696±200	7440	7800-6830

Торфяник на о. Атту начал формироваться около 7450 л.н. (Табл. 3.9, Рис. 3.26; Heusser, 1990). Накопление материала проходило в два этапа: с 7450 по 6050 л.н. со

средней скоростью 0,67 мм/год, и с 6050 л.н. до современности со скоростью около 0,18 мм/год. Основные смены растительных сообществ, по изменениям соотношений процентов палинотипов, происходили 7300, 5700 и 4300 л.н.

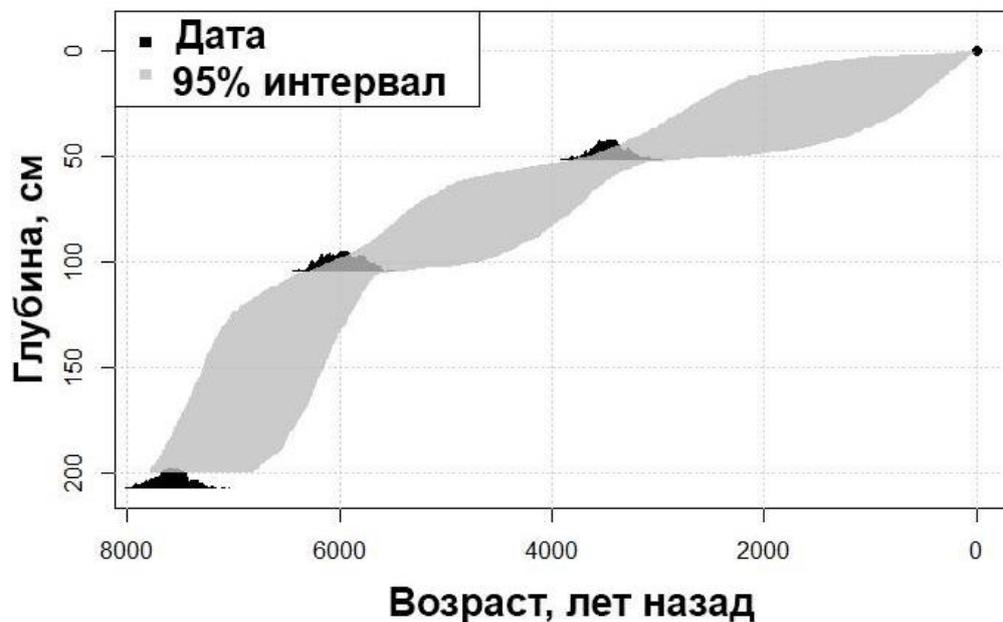


Рисунок 3.26 Модель роста отложения торфяника с острова Атту (Heusser, 1990).

Краткая история растительности, реконструированная по торфяному отложению на о. Атту. В период 7400-7300 л.н. в окрестностях торфяного отложения были распространены заросли зонтичных и тундра со сложноцветными, *Artemisia* и *L. clavatum* (Приложение 6). С 7300 по 5700 л.н. распространилась осоковая тундра с высоким участием папоротников и признаками заболачивания. В период с 5700 по 4300 л.н. тундра стала злаково-кустарничковой, увеличилось участие *L. annotinum*. С 4300 л.н. распространилась осоково-кустарничковая тундра с участием папоротников.

## **ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ ТОРФООБРАЗОВАНИЯ И ДИНАМИКИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ АЛЕУТСКИХ ОСТРОВОВ В ГОЛОЦЕНЕ**

В результате первых реконструкций растительности Алеутских о-вов (Heusser, 1973, 1978, 1990) был сделан вывод, что нет единой схемы смен растительных сообществ вдоль гряды в течение голоцена. Сигнал климатического влияния был сглажен тем, что вулканизм нарушал растительные сообщества, из-за чего они не успевали достичь динамического равновесия с климатическими условиями. Кроме того, на растительность в значительной степени влияли сейсмическая активность, почвы и топография, влияющая на условия увлажнения, в результате чего спорово-пыльцевые спектры отражали именно локальные условия формирования растительности. Мы добавили реконструкции растительности по островам в западной и восточной частях гряды, выбрав отложения, сформированные в прибрежных и удаленных от берега условиях. Результаты анализа стабильных изотопов позволили реконструировать условия локального увлажнения и эпизоды дополнительного привноса в экосистемы островов биогенных элементов. Для оценки влияния различных факторов на смены растительных сообществ мы рассмотрели их, сравнивая между собой динамику растительности вдоль всей островной гряды.

### **4.1 Особенности формирования торфа на островах Командорско-Алеутской гряды**

На всех изученных в рамках данной работы Алеутских о-вах преобладал осоковый и злаково-осоковый торф (Рис. 3.2, 3.8, 3.17, 3.22). В палеореконструкциях традиционно используют сфагновый торф верховых болот (Zaccone et al., 2011, 2018). Это связано с тем, что сфагновые мхи более устойчивы к разложению, чем осоки, торф из которых чаще претерпевает активные изменения в результате анаэробного разложения (Zaccone et al., 2018). Однако в условиях высокой океаничности климата Алеутских о-вов интенсивность разложения осокового торфа может быть значительно снижена по сравнению с материковыми торфяниками. В связи с этим, торф сохраняет химические особенности, в том числе, изотопный сигнал, самих растений торфообразователей и косвенно условий, в которых происходило накопление органического вещества (Рис. 4.1).

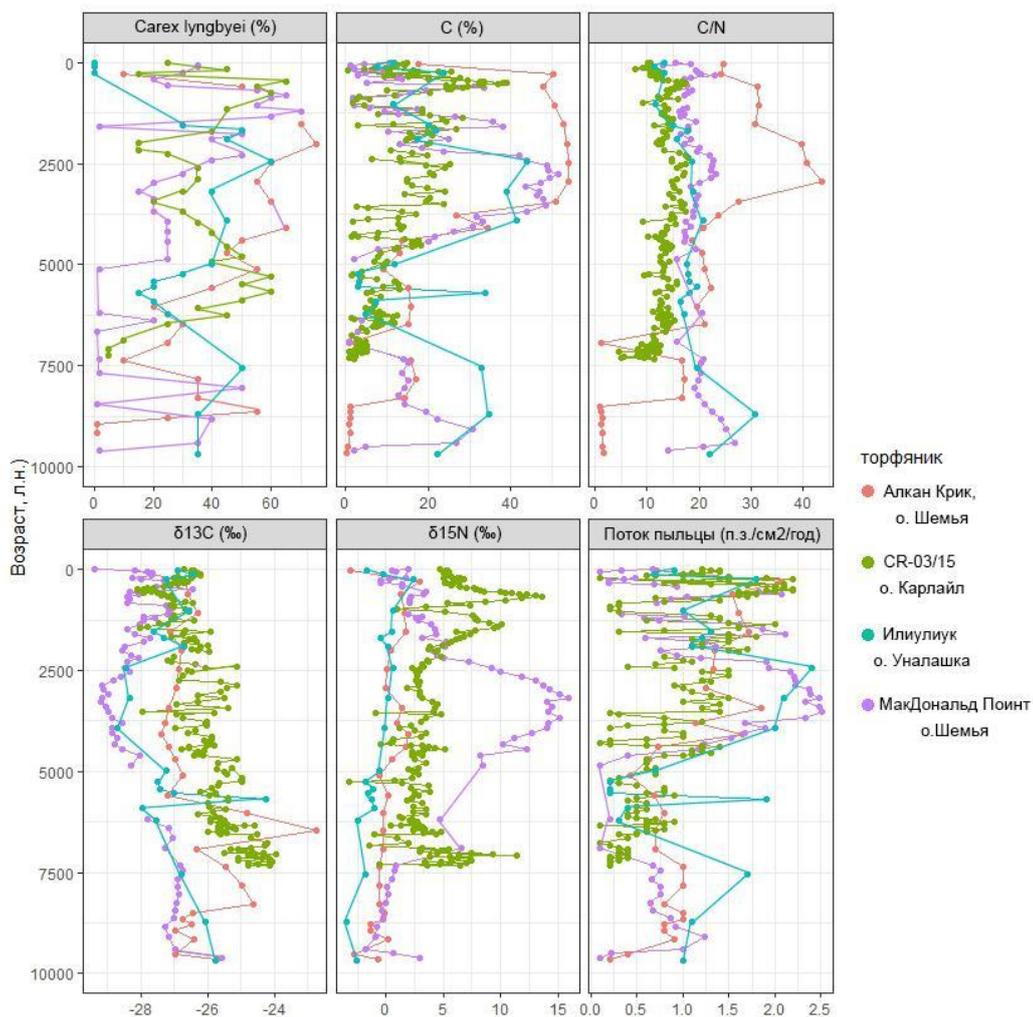


Рисунок 4.1 Динамика C/N,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ , %C, относительное участие *C. lyngbyei* (%) и потока пыльцы в торфяных отложениях Алеутских островов на протяжении голоцена.

Показатели  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N не коррелировали значимо в четырех изученных нами отложениях (Рис. 4.2). На основании этого, мы делаем вывод, что диагенетические процессы не были преобладающими при формировании торфа Алеутских о-вов в течение голоцена. При этом необходимо учитывать, что динамика показателей  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N в торфяниках Алеутских о-вов, в целом, не линейна, что также может влиять на значения коэффициентов корреляции (Рис. 4.1). Визуальное сопоставление изменений выбранных показателей также показывает отсутствие синхронных изменений на длительных этапах формирования отложений (Рис. 3.3, 3.9, 3.18, 3.23, 4.1). Однако на ранних этапах формирования отложений наблюдаются резкие и значительные изменения  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N, в связи с чем мы провели анализ корреляций этих значений на временных промежутках от начала формирования отложений до момента

стабилизации обоих показателей и сравнили между собой коэффициенты корреляций до и после выбранной границы.

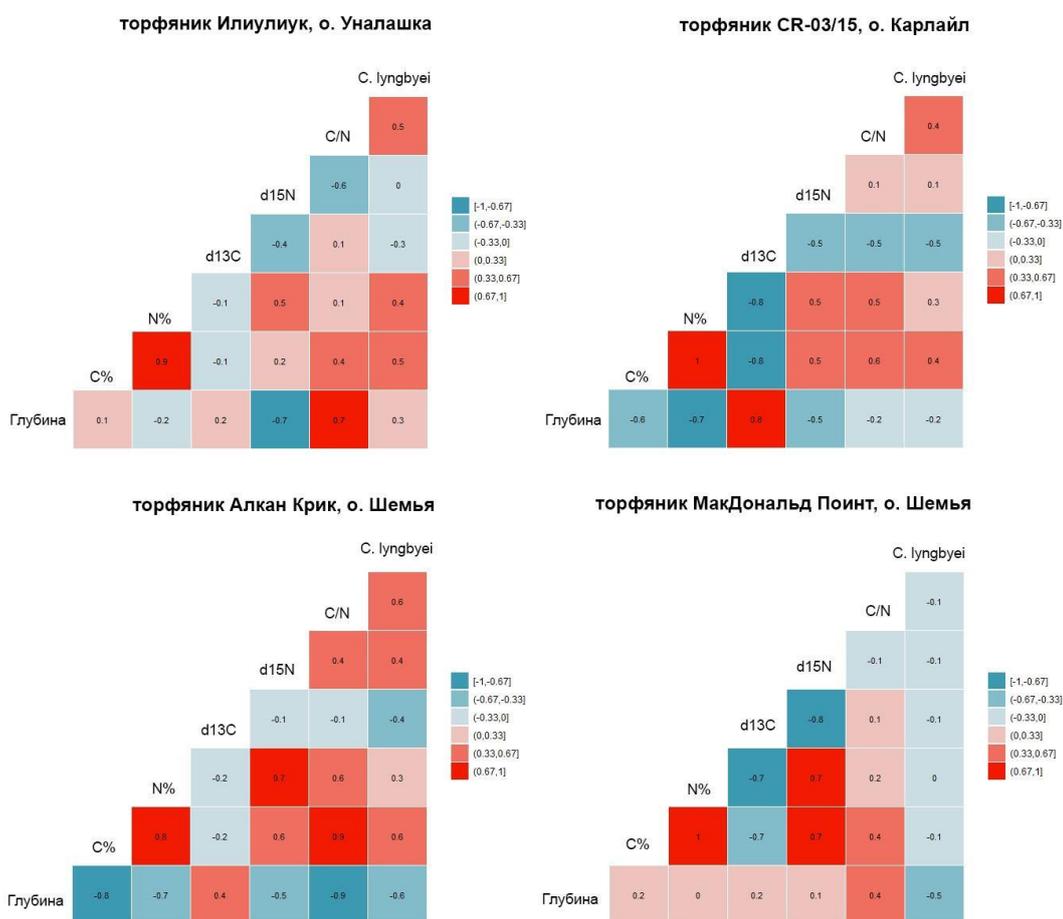
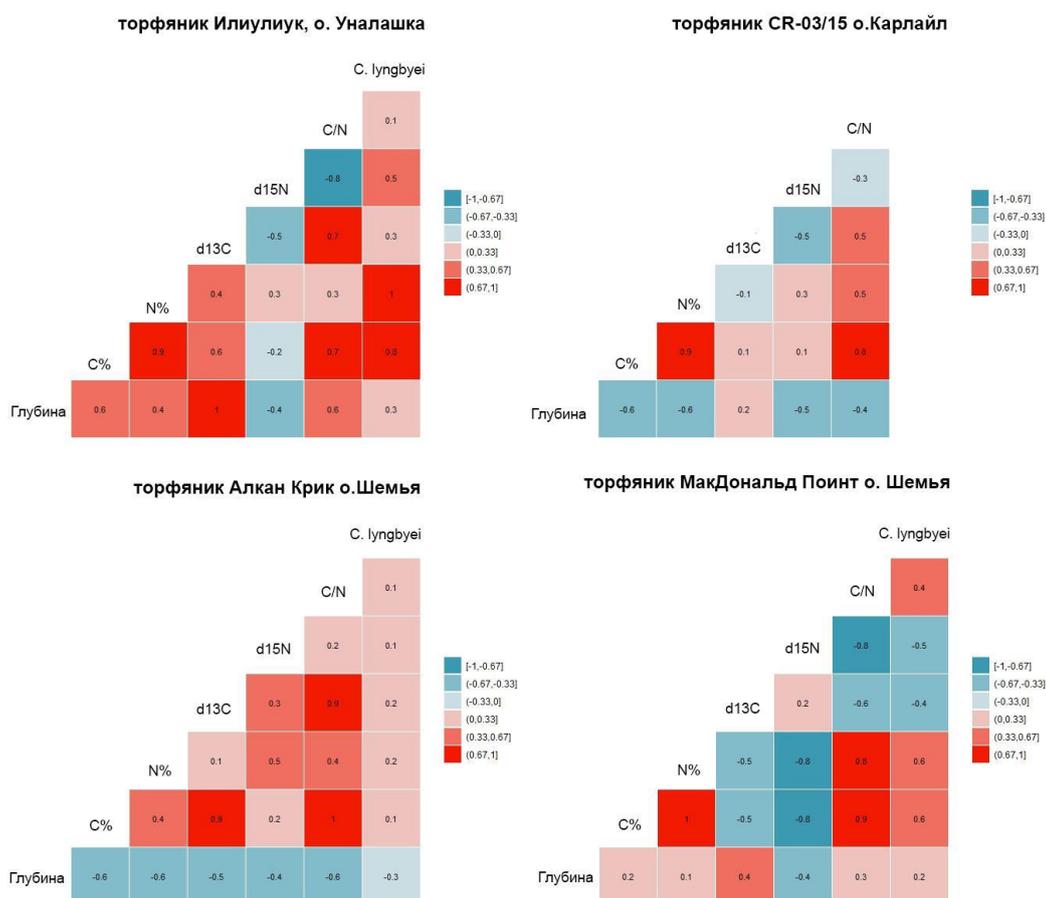


Рисунок 4.2 Коэффициенты корреляций между значениями C/N,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ , относительным участием *Carex lyngbyei* в составе торфа (%), %C, %N и глубиной торфяных отложений на островах Уналашка, Карлайл и Шемья на протяжении всей истории их формирования. Синий цвет соответствует отрицательному коэффициенту корреляции, красный - положительному. Интенсивность цвета отражает величину коэффициента корреляции.

Согласно полевым описаниям отложений (Табл. 2.2, 2.3, 2.4, 2.5), нижние слои содержали большое количество минеральных частиц, а торф выглядел более бесструктурным и разложенным, что подтвердилось и в процессе ботанического анализа (Рис. 3.2, 3.8, 3.17, 3.22). Нижние слои торфа в удаленных от берега отложениях Илиулиук (о. Уналашка) и Алкан Крик (о. Шемья) представляли собой торф, перемешанный с глинистыми частицами и подстилаемый слоями глины. Основания прибрежных отложений отличались: на о. Карлайл содержалось много

рыхлых минеральных частиц, а на о. Шемья преобладал более плотный суглинок, на котором формировался плотный слой торфа.



**Рисунок 4.3** Коэффициенты корреляций между различными показателями четырех изученных торфяных отложений. Коэффициенты рассчитаны для периода до 6000 л.н. на о. Уналашка и для периода до 7000 л.н. во всех остальных случаях.

Мы провели анализ корреляций показателей во всех отложениях постепенно смещая границу, чтобы сравнить показатели корреляции между ниже и выше лежащими слоями, поскольку предположили, что нижние слои из-за более высокого участия минеральных частиц могли быть более подвержены диагенезу. Мы обнаружили что в отложениях CR-03/15 и Алкан Крик диагенетические процессы были выражены с начала формирования отложений до 7000 л.н. (Рис. 4.3). В отложении Илиулиук они проявились вплоть до 6000 л.н. Однако эти процессы не были обнаружены на ранних этапах формирования отложения МакДональд Поинт. По результатам диатомового анализа отложения МакДональд Поинт, в прибрежной части острова Шемья в начале голоцена существовал относительно глубокий водоем

(Neplyukhina et al., 2021). Именно с этим могло быть связано высокое локальное увлажнение торфяника, из-за которого диагенетические процессы отсутствовали. Вероятно, что другие изученные отложения изначально формировались в более дренированных условиях, из-за чего торф трансформировался в процессе захоронения. Другой возможной причиной может быть отличие субстрата, на котором формировался торф.

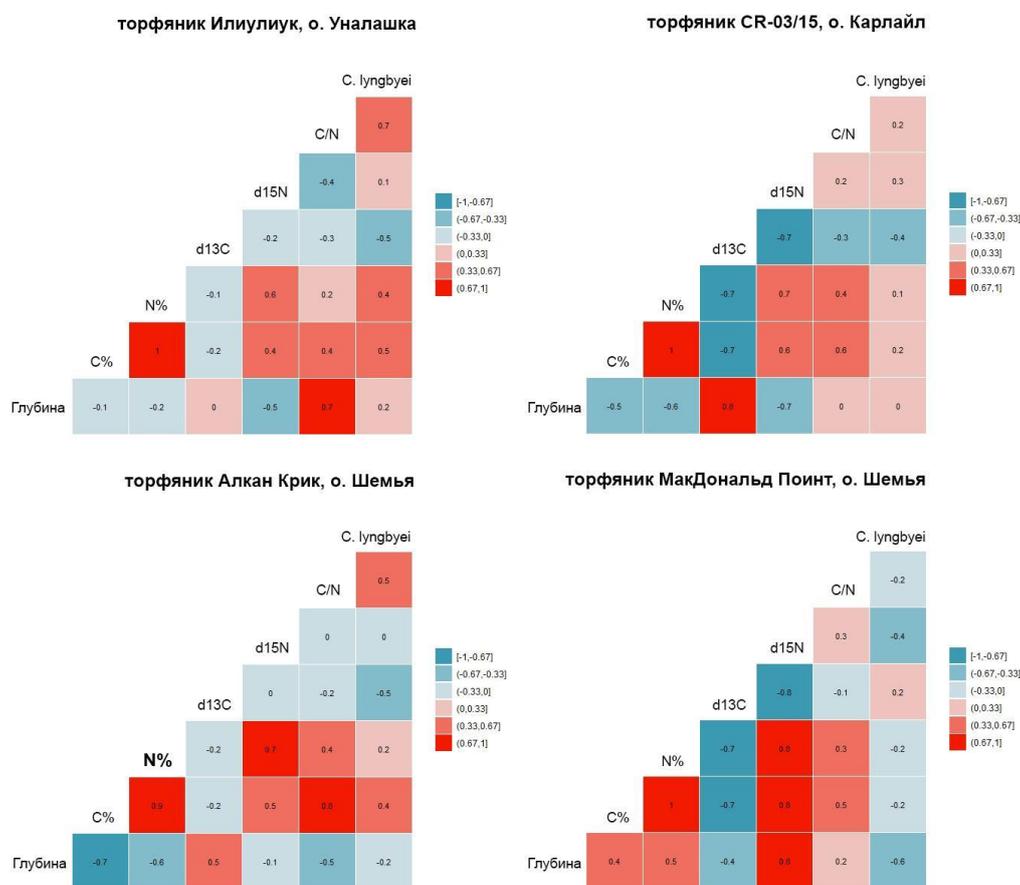


Рисунок 4.4 Коэффициенты корреляций между различными показателями четырех изученных торфяных отложений. Коэффициенты рассчитаны для периода после 6000 л.н. на о. Уналашка и для периода после 7000 л.н. во всех остальных случаях.

После границы в 7000-6000 л.н. различные показатели изменялись менее согласовано и диагенетические процессы не были выражены (Рис. 4.4). На этом этапе произошла стабилизация процессов торфообразования за счет накопления достаточно мощных слоев торфа. В западной части Командорско-Алеутской гряды в это время началось потепление, которое не было зафиксировано для восточной части гряды (Harada et al., 2014; Kaufman et al., 2016; Peteet et al., 2019). Сходная граница окончания

диагенетических процессов в отложениях западных и восточных островов гряды позволяет предположить, что наличие изменений торфа связано не с климатическими процессами. Также в пределах о. Шемья в одном отложении диагенез был выражен (Алкан Крик), тогда как в другом отсутствовал (МакДональд Поинт).

В связи с ограниченным периодом, когда показатели  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N были сильно скоррелированы, мы можем утверждать, что осоковый торф Алеутских островов пригоден в качестве палеоархива для реконструкции локальных условий: с помощью  $\delta^{13}\text{C}$  возможно реконструировать динамику условий локального увлажнения. Сходным с динамикой  $\delta^{13}\text{C}$  образом, менялось процентное участие в ботаническом составе торфа *C. lyngbyei*. Данный вид осок является широко распространённым вдоль всех островов гряды и преобладает в растительном покрове местообитаний с высоким уровнем увлажнения (Hulten, 1968; Amundsen, Clebsch, 1971; Environment of Amchitka Island..., 1977; Talbot, Talbot, 1994; Talbot et al., 2010б; Garroutte et al., 2018). На о. Беринга, *C. lyngbyei* предпочитает местообитания с аллювиальными почвами, а в термокарстовых западинах образует монодоминантные сообщества (Иванов, Орлова, 2014). Общее увеличение участия *C. lyngbyei* в составе торфа Алеутских о-вов происходило синхронно с уменьшением значений  $\delta^{13}\text{C}$ , в отдельные периоды также синхронно происходило уменьшение степени разложения торфа, которую определяли в процессе ботанического анализа (Рис. 3.2, 3.3, 3.8, 3.9, 3.17, 3.18, 3.22, 3.33). Отсутствие статистически значимых корреляций между долей участия *C. lyngbyei* и  $\delta^{13}\text{C}$  может быть связано как с разной скоростью изменения изотопного сигнала и состава растительности, так и нелинейной динамикой локального увлажнения или влиянием на распространение *C. lyngbyei* факторов, не связанных с увлажнением.

Локальное увлажнение и его динамика не была связана напрямую с тем, в какой части гряды располагался изучаемый остров и как далеко от берега формировалось отложение. Наиболее сходным между торфяниками были нестабильные условия в течение ранних этапов формирования отложений (Рис. 4.1), что, вероятно, является общей особенностью торфообразования на островах в океаническом климате. На Фарерских о-вах первые этапы торфообразования сходным образом определялись, в первую очередь, не климатической динамикой, а локальными гидрологическими условиями и топографическим положением торфяников (Rokorny et al., 2018). На юго-западе Аляски также отмечена высокая степень разнородности историй формирования торфяных отложений даже в пределах небольшой территории (Payne, Blackford, 2008).

Дальнейшие изменения локального увлажнения в каждом из изученных нами отложений определялись воздействием сочетания факторов, уникальным для каждого случая.

Изменения локального увлажнения не были связаны напрямую со сменами климатических периодов ни в западной, ни в восточной частях гряды. Однако локальное увлажнение могло меняться в результате изменения растительных сообществ в ответ на климатические сдвиги. Эти процессы были характерны для удаленных от берега отложений в обеих частях гряды. На о. Уналашка в растительности увеличивалось участие вересковых кустарничков и злаков вслед за изменением климатических условий, а смена доминантов растительного покрова привела к постепенному уменьшению локального увлажнения. В результате потепления 7000-5000 л.н. в глубине о. Шемья распространились сфагновые мхи, вызывая заболачивание условий и вслед за этим, в целом, поменялось локальное увлажнение. Выпадение слоев пепла также сказывалось на увлажненности субстрата. Возможно, что динамика локального увлажнения в прибрежных отложениях была связана с деятельностью морских птиц, которые могли механически трансформировать субстрат, утаптывая его и снижая его способности к дренажу или наоборот, разрыхляя в процессе создания гнезд.

Отдельно мы рассмотрим результаты анализа ИК-спектроскопии проведенного для торфяного отложения CR-03/15 (о. Карлайл). Потенциально, полученные закономерности можно использовать и для других торфяных отложений, однако стоит учитывать локальные особенности формирования торфа, в первую очередь, достаточно низкую степень локального увлажнения, по сравнению с остальными отложениями (Рис. 3.9, 4.1). Мы сравнили результаты ИК-спектроскопии торфяника CR-03/15 со сходными исследованиями торфяных отложений других регионов (Holmgren, Nordén, 1988; Vaes, Bloom, 1989; Niemeyer et al., 1992; Broder et al., 2012; Krumins et al., 2012; Biester et al., 2014), чтобы интерпретировать полученную динамику интенсивности поглощения в различных диапазонах и соотнести с возможными органическими соединениями.

Интенсивность поглощения в волновом числе 1630/см используется как отражение относительной динамики лигнина и других ароматических соединений или алифатических карбоксилатов в торфе (Broder et al., 2012, Krumins et al., 2012; Biester et al., 2014). Относительное содержание лигнина повысилось с увеличением локального

увлажнения и не было связано с поступлением в торфяное отложение дополнительного азота, выпадение пеплов или смена состава пыльцы также не сказывались напрямую на динамике лигнина (Рис. 4.5). Вероятно, что с увеличением локального увлажнения снижалась именно скорость процессов разложения органического вещества торфа.

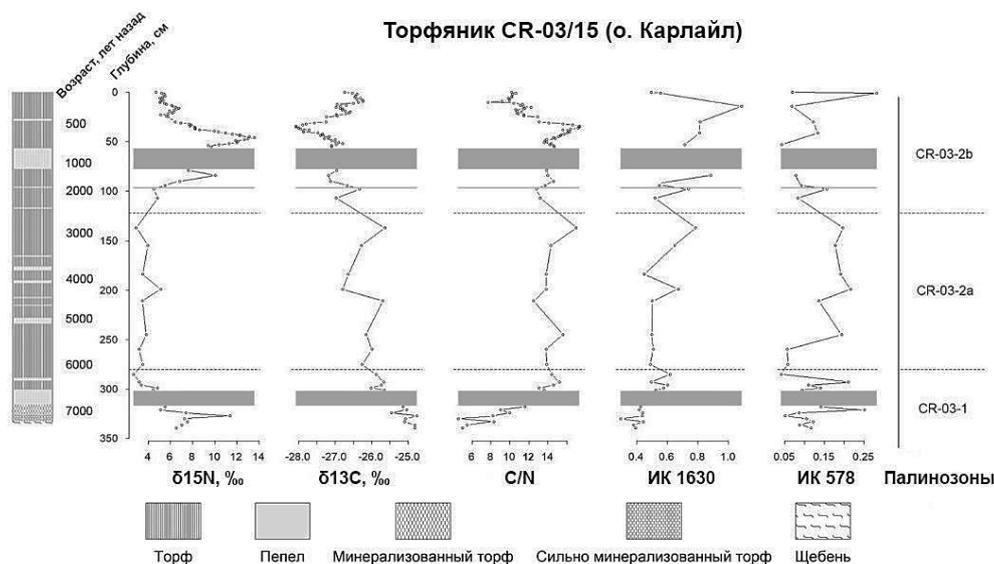


Рисунок 4.5 Динамика стабильных изотопов азота и углерода, соотношений массового участия углерода к азоту, динамика интенсивности поглощения волновых чисел 1630 (лигнины) и 578 (силикаты) в торфянике CR-03/15 (остров Карлайл). Пунктирными линиями обозначены границы палинозон; серыми прямоугольниками отмечены крупные вулканические извержения.

Интенсивность поглощения в 1053/см используют как показатель динамики относительного содержания полисахаридов в торфе (Broder et al., 2012, Kruminis et al., 2012; Biester et al., 2014). Однако основной сигнал вулканического пепла (Djubo et al., 2016) также находится в этом диапазоне ИК волновых чисел из-за вибрационных колебаний связей SiO и Al-O в алюмосиликатах и поглощения около 1014/см. Таким образом, содержание вулканического пепла в торфянике CR-03/15 вносит значительный вклад в перекрывание сигналом алюмосиликатов ИК-спектра вибрационных колебаний углеводов, однако без специальных методик мы не можем с уверенностью оценить степень этого влияния (Broder et al., 2012). Использование традиционного для ИК-спектроскопии индекса гумификации (отношение интенсивности поглощения 1630/см к интенсивности 1053/см) в отложениях с вулканическим пеплом не представляется возможным. Данный факт заметно усложняет интерпретацию истории осадконакопления торфяника, поскольку

вулкан Кливленд на соседнем о. Чугинадак является одним из самых активных вулканов Алеутских о-вов (Werner et al., 2017), то есть помимо видимых слоев пепла возможно также наличие многочисленных криптотефр (пепел, который не формирует заметных невооруженному глазу слоев), оказывающих влияние на химические процессы в торфяном отложении.

Таблица 4.1 Средние интенсивности поглощения связей Si-O силикатов трех групп образцов.

Локализация слоев	Число слоев	Средняя интенсивность поглощения	
		545/см	578/см
Под слоем пепла	6	0,0802	0,1525
Торф с тонкими прослойками пепла	8	0,0873	0,1656
Торф без видимого включения пепла	17	0,0566	0,0980

В данном случае, для более ясного понимания особенностей торфообразования недостаточно визуального описания и оценки количества пепла, так как необходимы методики, включающие микроанализ частиц пепла или анализ содержания различных металлов (Zoltai, 1989; Broder et al., 2012). Пики поглощения на 811 и 403/см обычно не рассматриваются в исследованиях, посвященных изучению торфа, поскольку этот диапазон ИК-спектров показывает высокую интенсивность поглощения минеральных веществ (Biester et al., 2014). Прочная алюмосиликатная связь в 1014/см предположительно перекрывает все СО и ОН вибрационных колебаний полисахаридов. Напротив, два пика на 545/см и 578/см, специфичных для Si-O связей силикатов, не перекрываются ни с какими органическими функциональными группами и могут быть использованы для оценки интенсивности сигнала пепла отдельно от органических соединений (Djobo et al., 2016). Абсолютные интенсивности поглощения SiO сходны для двух групп образцов торфяника CR-03/15, подверженных влиянию пепла (Табл. 4.1). Третья группа образцов, которые располагались дальше от видимых слоев пепла, показывает значительно меньше поглощения SiO в выбранном диапазоне

(Табл. 4.1). Таким образом, ИК-спектроскопию образцов торфа из отложений можно использовать для определения относительного участия силикатных соединений и обнаружения слоев криптотерф, не видимых невооруженным глазом.

Все относительные интенсивности поглощения выбранных волновых чисел, за исключением 1053/см и индекса гумификации, значимо отрицательно коррелируют с глубиной торфяной колонки ( $R^2$  значение от 0,69 до 0,76; Табл. 4.2). Вместе с процентом углерода (%C) и азота (%N), они отражают общее уменьшение всех органических соединений с глубиной, что отразилось общим сглаживанием спектров поглощения (Рис. 3.10). Если мы анализируем только 17 образцов, которые не содержат видимого участия вулканического пепла, тренд индекса гумификации оказывается схожим с трендом интенсивности поглощения в 1630/см, что показывает потерю органического вещества от поверхности ко дну отложения. Тенденция также может быть связана с постепенным уменьшением локального увлажнения к началу формирования отложения и лучшей сохранностью торфа ближе к поверхности, когда условия стали наиболее влажными. И  $\delta^{13}\text{C}$  и FT-IR 1630/см тренды указывают на потерю органического вещества. Отсутствие зависящего от глубины тренда в динамике C/N несколько противоречит этому, что указывает на отсутствие диагенетических процессов. В целом, корреляции  $\delta^{13}\text{C}$ , % C, % N и выбранные интенсивности абсорбции некоторых волновых чисел FTIR отражают процессы накопления органического вещества и накопление биомассы растительными сообществами, которые происходили на фоне изменения локального увлажнения (Табл. 4.2). Торфяное отложение формировалось относительно быстро из-за благоприятных условий роста и низкой скорости разложения, отражая холодные и влажные условия, благоприятствующие накоплению слабо разложившейся массы растительных остатков.

Применение достаточно тонкого метода анализа химических составляющих торфа в условиях активного выпадения пепла вызвало значительные затруднения в интерпретации полученных результатов в связи со сложным взаимодействием действующих на торф факторов. Общие тенденции динамики органического вещества торфяника CR-03/15, выявленные в результате ИК-спектроскопии, сходны с динамикой соотношения изотопов углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и общего участия углерода (%C). Изучение же интенсивностей поглощения отдельных функциональных групп органических соединений требует отдельных исследований, в том числе, с учетом

Таблица 4.2 Матрица коэффициентов ранговой корреляции Спирмена, построенная для различных измерений торфа отложения CR-03/15, остров Карлайл (R2 значения > |0,7| выделены жирным шрифтом; статистический анализ получен в R v. 3.4.1 (R Core Team, 2021)).

	Интенсивность поглощения	Глубина	C/N	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$	%C	%N	ИГ (1630/1053)	ИК-интенсивность поглощения/общая площадь поглощения (на см)					
									1053	1420	1510	1630	2850	
C/N		-0,42												
$\delta^{13}\text{C}$		<b>0,89</b>	-0,47											
$\delta^{15}\text{N}$		0,06	-0,50	-0,04										
%C		<b>-0,87</b>	0,64	<b>-0,83</b>	-0,08									
%N		<b>-0,92</b>	0,52	<b>-0,86</b>	-0,03	<b>0,98</b>								
ИГ (1630/1053)		-0,69	0,60	-0,70	-0,08	<b>0,85</b>	<b>0,82</b>							
ИК-интенсивность поглощения/общая площадь поглощения	1053	0,43	-0,46	0,48	-0,04	-0,64	-0,58	<b>-0,88</b>						
	1420	<b>-0,74</b>	0,41	-0,66	0,02	<b>0,83</b>	<b>0,85</b>	<b>0,90</b>	-0,75					
	1510	<b>-0,73</b>	0,64	<b>-0,70</b>	-0,12	<b>0,90</b>	<b>0,88</b>	<b>0,92</b>	-0,71	<b>0,90</b>				
	1630	<b>-0,76</b>	0,59	<b>-0,75</b>	-0,10	<b>0,90</b>	<b>0,89</b>	<b>0,97</b>	-0,77	<b>0,90</b>	<b>0,95</b>			
	2850	-0,69	<b>0,75</b>	<b>-0,77</b>	-0,20	<b>0,87</b>	<b>0,83</b>	<b>0,81</b>	-0,60	<b>0,73</b>	<b>0,86</b>	<b>0,86</b>		
	2920	<b>-0,76</b>	0,69	<b>-0,78</b>	-0,13	<b>0,91</b>	<b>0,89</b>	<b>0,86</b>	-0,62	<b>0,83</b>	<b>0,94</b>	<b>0,92</b>	<b>0,97</b>	

особенностей химического состава вулканических пеплов и, возможно, образцов с большим разрешением.

Диagenетические процессы затронули только ранние этапы формирования трех отложений из четырех изученных. Диagenез не был выражен в торфянике МакДональд Поинт (о. Шемья), локальное увлажнение которого было выше, чем в остальных отложениях из-за особенностей расположения торфяника и субстрата, на котором он формировался. Вероятно, что именно от положения в рельефе зависели особенности локального увлажнения и выраженность диagenетических изменений. Возможность использования стабильных изотопов углерода в качестве индикатора локального увлажнения подтверждается синхронностью изменений  $\delta^{13}\text{C}$  и содержания в торфе фрагментов *S. lyngbyei*, вида предпочитающего переувлажненные местообитания (Рис. 4.1). Изменения локального увлажнения происходили по-разному во всех четырех изученных отложениях и не были вызваны напрямую климатическими сдвигами, но могли быть связаны с ними опосредованно через изменение состава растительности. Локальное увлажнение изменялось в связи с выпадением череды пеплов или в результате трансформации физических свойств субстрата. ИК-спектроскопия в случае торфяников Алеутских островов является слишком чувствительным анализом, однако было показано, что количество органического вещества в торфе увеличивается с увеличением локального увлажнения, несмотря на сокращение количества осадков в регионе.

#### **4.2 Влияние климата на торфообразование и историю растительности Алеутских островов**

Изменение климатических условий может приводить к началу процессов накопления торфа. По всему Северному полушарию множество торфяных отложений начало формироваться в период между 11000 лет и 8000 л.н. Повсеместную инициацию торфонакопления после окончания последнего оледенения (11700 л.н.) связывают с рядом причин: освобождение обширной земной поверхности после схода ледников, достижение достаточной влажности субстрата, миграция необходимых фрагментов растений и относительно более теплые летние температуры (Loisel et al., 2017). На Алеутских о-вах большая часть изученных торфяных отложений начала формироваться около 10000 л.н. и ранее. Говорить о более точном времени начала

торфонакопления пока затруднительно, поскольку самые глубокие слои торфа были сильнее подвержены процессам трансформации и перемешиваниям в связи с нестабильными условиями конца плейстоцена-начала голоцена. Ранее всего органический материал начал накапливаться на островах Уналашка, Умнак, Адак и Атка, сформированных на моренных отложениях непосредственно после сокращения оледенения в восточной и центральной частях гряды. Часть ледников к этому времени сократилась, однако активные тектонические и береговые процессы не способствовали стабилизации ландшафтов островов. На западном о. Шемья оба торфяники начали формироваться около 9500 л.н., а на соседнем к нему о. Атту только 7500 л.н., как и торфяник на о. Карлайл. Мы предполагаем, что время начала торфообразования в данных случаях в большей степени связано с процессами изменения уровня моря и положением в рельефе, чем непосредственно со временем окончания оледенения на этих островах.

Другим параметром торфяных отложений, который может быть чувствителен к климатическим изменениям, является скорость накопления. Особенности процессов торфообразования на Алеутских о-вах ранее не были изучены, однако мы можем сравнивать свои результаты с торфообразованием на материках. На соседних с Алеутскими о-вами п-овах Камчатка и Аляска накопление торфа происходило по-разному. В океанических условиях побережья п-ова Камчатка климатические особенности в значительной степени определяли скорость формирования отложений (Захарихина, 2014). В то время как на п-ове Аляска, анализ нескольких торфяных отложений показал отсутствие явного климатического влияния на скорость роста торфа (Raune, Blackford, 2008). Многие торфяники Северного полушария в начале голоцена накапливались в разы более интенсивно, чем в более позднее время в связи с более теплыми и влажными условиями, которые затем стали более холодными и сухими (Loisel et al., 2017). Однако лишь несколько торфяников Алеутских о-вов накапливались более интенсивно в начале голоцена, после чего их скорость отложения снизилась. Выделяемый в регионе период потепления 7000-5000 л.н. (Harada et al., 2014; Kaufman et al., 2016) не привел к увеличению скорости накопления торфа ни на одном из изученных островов (Рис. 4.6). Скорость накопления значительно увеличилась на островах Атка и Карлайл, а также в береговом торфянике на о. Шемья во время наступления в регионе неогляциала с более низкими температурами. Более холодные и влажные условия в позднем голоцене могли приводить к накоплению

растительных остатков, которые не успевали разлагаться, в результате чего, торф накапливался значительно быстрее. Все три отложения, формировавшиеся на побережьях островов, накапливались в несколько раз быстрее, чем торфяники, расположенные вдали от берега. Вероятно, что не региональные климатические закономерности, а в большей степени локальные условия, связанные с прибрежным расположением торфяников в большей степени определяли скорость накопления. Ботанический анализ отложений показал, что степень разложения торфа в течение неогляциала также была относительно ниже. При этом локальные условия увлажнения в меньшей степени влияли на скорость накопления торфа, поскольку наибольшим оно было в двух отложениях, скорость накопления которых отличалась в несколько раз (береговой торфяник на о. Шемья и Илиулиук на о. Уналашка).

Локальные особенности и региональные изменения климата сложным образом отразились в истории растительности Алеутских о-вов. Для того чтобы соотнести изменения растительности с динамикой локального увлажнения торфяных отложений, мы использовали динамику  $\delta^{13}\text{C}$  и спорово-пыльцевой анализ, с которыми также соотносили имеющиеся для региона климатические реконструкции. В первую очередь, мы кратко охарактеризуем пыльцевые типы, по которым мы реконструировали растительные сообщества островов, и те условия, которые они могут отражать.

Традиционно для интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров используют сопоставление современных образцов почвы или торфа с окружающей растительностью. На данный момент опубликованы две работы, посвященные этому вопросу в регионе Алеутских о-вов и ближайшего к ним о. Кадьяк (Heusser et al., 1983; Peteet, Mann, 1994). В спектрах, полученных из различных растительных сообществ участие пыльцы доминирующих в растительном покрове семейств может содержаться в широком диапазоне значений. Тем не менее, луговую растительность на островах можно отличить от тундр по сниженному участию пыльцы *Ericaceae*. Увеличение участия пыльцы вересковых, соответственно, может отражать повышенное воздействие ветра на растительные сообщества дренированных склонов. Высокий процент участия спор *Lycopodium* также указывает на относительно низкую, тундровую растительность, так как плауны предпочитают не затененные местообитания (Heusser, 1990).

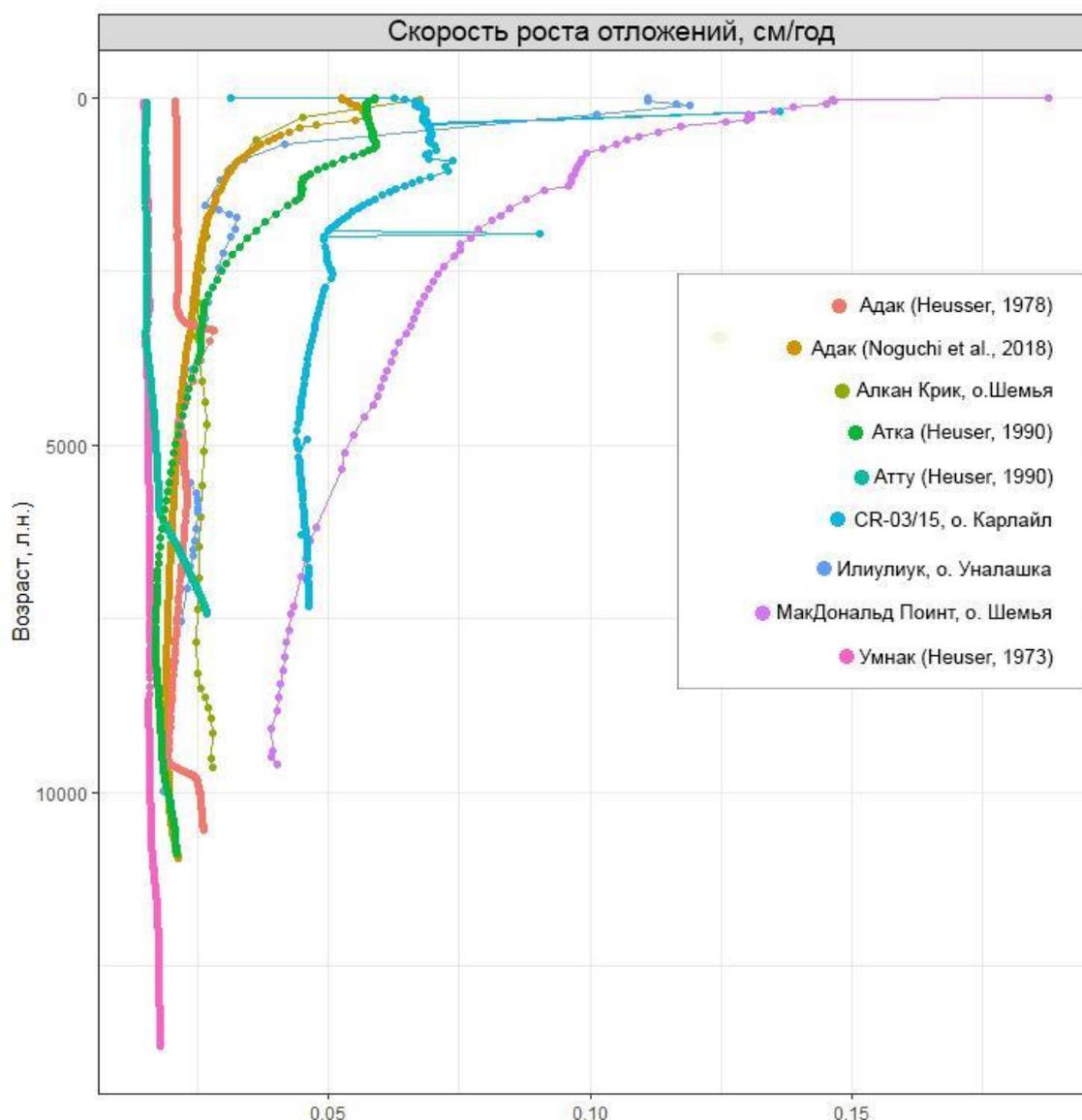


Рис. 4.6 Скорости формирования торфяных отложений на островах Уналашка, Умнак, Карлайл, Атка, Адак, Шемья и Атту. Скорости рассчитаны по результатам построения моделей роста отложений.

Спектры луговых сообществ во влажных условиях характеризуются повышенным участием пыльцы *Ariaceae*, *Superaceae*, *Ranunculaceae*, *Menyanthes trifoliata* (Jones, 2008). Споры *Polypodiaceae* и *Equisetum* являются индикаторами условий с относительно высоким увлажнением, когда в спектрах также высоко участие *Superaceae* (Heusser et al., 1985; Peteet, Mann, 1994). Растительные сообщества дренированных склонов содержат в спектрах высокий процент спор *Polypodiaceae*, но незначительный - *Superaceae* (Peteet, Mann, 1994; Heusser, 1990). На территории Аляски спектры с преобладанием спор папоротников также отмечены на начальных

этапах формирования отложений, переувлажненных вследствие активных процессов таяния ледников (Peteet, 1986). В континентальной части Северной Америки другим индикатором увеличения переувлажненных территорий является увеличение участия спор сфагновых мхов (Gajewski et al., 2001), хотя эти наблюдения по большей части относятся к сфагновым болотам, а не осоковым, характерным для Алеутских о-вов (Loisel et al., 2017). На Аляске в переувлажненных местообитаниях или в непосредственной близости к неглубоким водоемам в спектрах встречается пыльца *Nuphar*, *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Menyanthes trifoliata*, и *Sparganium* (Jones, 2008). Реконструируя динамику растительных сообществ, мы в большей степени обращали внимание на тенденции изменения относительных частей пыльцевых типов, чем на единичные пики.

Спорово-пыльцевые спектры торфяных отложений могут содержать пыльцу как растений, непосредственно произрастающих в месте отбора торфа, так и тех, которые обитают в пределах сотен и даже тысяч километров, однако на Алеутских о-вах этот вопрос не был исследован. Мы предполагаем, что спорово-пыльцевые спектры Алеутских о-вов отражают растительность достаточно крупных ландшафтных форм (побережье, внутренняя часть острова, долина, склон), однако не острова целиком. В первую очередь это предположение основано на том, что даже в пределах одного небольшого острова (о. Шемья) были реконструированы разные последовательности стадий формирования растительности (Рис. 3.19, 3.24). Кроме того, смены пыльцевых зон в меньшей степени были связаны с локальным увлажнением, чем ботанический состав торфа или изотопный сигнал. Несмотря на высокую мозаичность современного растительного покрова, в спорово-пыльцевых спектрах на протяжении длительного времени преобладало какое-то определенное соотношение доминантов, смены которого отчетливо прослеживались на спорово-пыльцевых диаграммах.

Развитие растительности в начале голоцена происходило неравномерно вдоль гряды. На восточных островах растительные сообщества формировались достаточно стабильными по составу спорово-пыльцевых спектров и выраженности доминантов (Рис. 3.4, 3.11, Heusser, 1973). Резкие смены доминантов в спектрах происходили на островах Адак, Атка и Шемья (Рис. 3.19, 3.24, Heusser, 1978, 1990; Noguchi et al., 2018; Смышляева и др., 2021). Мы предполагаем, что это связано с большей интенсивностью тектонических процессов в центральном и западном секторах гряды. Кроме того, можно отметить различие состава спектров первичных растительных сообществ,

связанное с разницей в расположении растительных сообществ относительно берега моря. В прибрежных сообществах на о. Шемья и позднее на о. Карлайл, на ранних этапах формирования растительности была высокой доля участия вересковых кустарничков (Рис. 3.11, 3.24). Вокруг торфяников, формировавшихся в более защищенных от действия ветра условиях, преобладали злаковые и осоковые тундры, с высоким участием *Lycopodium* (Рис. 3.4, 3.5; Heusser, 1973, 1978, 1990). Высокая доля участия в спектрах спор Polypodiaceae, которая отражает высокое увлажнение местообитаний и относительно защищенные от действия ветра условия, была отмечена на о. Уналашка и в меньшей степени на о. Умнак (Рис. 3.4; Heusser, 1973). Таким образом, ранние этапы формирования растительности зависели как от региональных, так и от локальных особенностей.

Региональные различия условий формирования растительности вдоль островной гряды проявлялись не только в интенсивности вулканических и тектонических процессов, но также в климатических отличиях восточных, центральных и западных островов. По скорости и динамике накопления торфа на о. Атка отложение формировалось в относительно близких к берегу условиях. Однако ранние стадии развития растительности, в отличие от первичных сообществах на островах Шемья (западная часть гряды) и Карлайл (восточная часть гряды), были представлены злаковыми тундрами с высоким участием зонтичных и *Lycopodium* (Heusser, 1990), что может свидетельствовать об относительно более высоких температурах на побережье острова. Кроме того, повышенная доля участия пыльцы *Salix* в этот период может указывать на интенсивные снегопады, защищающие растения от промерзания в зимнее время (Heusser, 1973; Jones, 2008). На ранних этапах формирования растительности на о. Адак также было высокое участие ивы, что может указывать на общие для центральных островов условия в начале голоцена. В восточной и центральной частях гряды, согласно климатическим реконструкциям (Bailey et al., 2018; Peteet et al., 2019; Broadman et al., 2020), условия были более влажные и теплые. Это нашло отражение в повышенной доли участия спор Polypodiaceae и преобладании травяных сообществ по сравнению с высоким участием Ericaceae на западных островах. Относительно более холодные условия в западном секторе Берингова моря (Harada et al., 2014) определяли распространение низких тундр на западных островах в начале голоцена. В целом, в начале голоцена, несмотря на нестабильность локальных

условий и их определяющее влияние на растительные сообщества и процессы торфообразования, вдоль гряды выражены и региональные отличия.

Около 8700 л.н. в восточной части гряды климат стал относительно более сухим (Petee et al., 2019). На островах Умнак и Уналашка в составе спектров это отразилось в постепенном уменьшении доли участия *Syringaceae* и увеличении *Roaceae*, так как на островах начали преобладать более сухие злаковые тундры и луговые сообщества. При этом локальные условия на о. Уналашка наоборот становились влажнее (Рис. 3.3). На центральных островах постепенное увеличение сухости климата с 8700 л.н. не было обнаружено в процессе реконструкции климата (Bailey et al., 2018) и растительности (Heusser, 1978, 1990; Noguchi et al., 2018). Растительность центральных и восточных островов отражала в начале голоцена сходство секторов гряды по температурным условиям, при этом в центральной части не происходило постепенного уменьшения влажности климата, как это было в восточной.

Выраженное потепление климата в районе центральных и западных Алеутских о-вов 7000-5000 л.н. не было отмечено при реконструкции климата в восточной части гряды (Harada et al., 2014; Kaufman et al., 2016). В центральной части Алеутских о-вов относительно теплее стало около 7600 л.н., однако вторая граница этого периода не была реконструирована (Bailey et al., 2018). В одном из отложений на о. Адак в этот период торф накапливался с наименьшей скоростью (Noguchi et al., 2018), при этом, ни в одном из других изученных торфяников не происходило увеличения скорости формирования отложения (Рис. 4.6), чего можно было бы ожидать в связи с более благоприятными для роста растительности условиями. В условиях повышенной облачности на Алеутских о-вах периоды регионального потепления могли приводить к усилению микробной активности и замедлению в связи с этим процессов накопления органики. На западных Алеутских о-вах происходило увеличение заболоченных территорий в результате разрастания сфагновых мхов, удерживающих большое количество влаги (Алкан Крик, о. Шемья, Рис. 3.19) или формирование более влажной осоковой тундры (о. Атту, Heusser, 1990). Локальное увлажнение в удаленных от берега местообитаниях о. Шемья наоборот с потеплением резко сократилось и только спустя почти тысячу лет начало повышаться (Рис. 3.18). Заболочивание в глубине острова не затрагивало побережье, где в результате активных береговых процессов торфяное отложение неоднократно пересыпал песок (Табл. 2.5; Neplyukhina et al., 2021). Изменений растительных сообществ в связи с потеплением на центральных

островах не происходило (Heusser, 1978, 1990). Таким образом, температурный максимум середины голоцена не отразился на процессах формирования торфа вдоль гряды и способствовал изменению растительности на островах западной части.

В районе восточных островов климат стал еще более сухим около 6500 л.н. (Peteet et al., 2019). Региональное уменьшение влажности климата при этом не отразилось на локальных условиях формирования отложения на о. Уналашка. В окрестностях торфяника Илиулиук локально стало влажнее, что отразилось в постепенном длительном снижении значений  $\delta^{13}\text{C}$  и изменении ботанического состава торфа (Рис. 3.2, 3.3). Участие в составе фрагментов *C. lyngbyei* увеличивается позже, поскольку изменение состава растений-торфообразователей происходило медленнее по сравнению со скоростью изменения изотопного сигнала. Участие спор *Polypodiaceae* в составе спектров о. Карлайл в ответ на региональное уменьшение влажности климата снизилось (Рис. 3.10) также на фоне постепенного увеличения локального увлажнения (Рис. 3.9). Таким образом, на границе раннего и среднего голоцена в восточном секторе Командорско-Алеутской гряды влияние регионального изменения климата на растительные сообщества преобладало над воздействием изменений локального увлажнения.

Растительные сообщества центральных островов гряды, в отличие от восточных, наоборот отражают изменение условий в сторону более влажных. По климатическим реконструкциям, период с 6500 л.н. на о. Адак не характеризовался изменением влажности климата (Bailey et al., 2018). Увеличение участия пыльцы *Cyperaceae* и *Ranunculaceae* указывает на то, что тундры о. Адак с 6400 л.н. стали более влажными (Noguchi et al., 2018). В спектрах о. Атка было обнаружено исключительно высокое участие пыльцы *Plantago macrocarpa*, вида, характерного для заболоченных тундр Алеутских о-вов (Hulten, 1968; Heusser, 1990). Вероятно, что в середине голоцена растительные сообщества центральных островов в большей степени менялись под воздействием локальных условий, чем региональных климатических сдвигов. Другой причиной может быть более позднее, чем на западных островах, заболачивание в результате потепления климата.

На западных островах (о. Шемья) с похолоданием климата около 5000 л.н. заболоченные сообщества постепенно начали зарастать осоковой тундрой. Содержание стабильных изотопов углерода и ботанический состав торфа, наоборот, указывали на изменение локальных условий в сторону стабильно более влажных, чем было до 5000

л.н. (Рис. 3.18). Вероятно, что уровень локального увлажнения в глубине острова стал выше, однако площадь заболоченных территорий при этом начала сокращаться. Уровень моря в западной части гряды достиг современных значений около 5000-4000 л.н., в результате чего существенно сократилось количество песка, пересыпающего торфяники в глубине и на побережье острова, что также способствовало более интенсивным процессам разложения (Табл. 2.4; Киселева и др., 2002). Стабилизация береговых процессов оказала воздействие на процессы накопления торфа, однако именно климатические изменения привели к смене растительности в глубине острова.

Климат в центральной части Алеутских о-вов стал холоднее около 4500 л.н. в результате усиления Алеутского минимума (Bailey et al., 2018). По другим данным, изменение климата началось 4000 л.н., когда сократилась частота штормов (Krawiec, Kaufman, 2014). Период похолодания, неогляциал, начался не одновременно, но повсеместно в регионе Берингова моря около 4700-3000 л.н., наиболее интенсивно он был выражен в периоды 3300-2900 и 2200-2000 л.н. (Barclay et al., 2009). Этот климатический период оказал наиболее заметное влияние на растительность всех островов Командорско-Алеутской гряды. Кроме того, во время неогляциала происходило увеличение скорости накопления некоторых торфяных отложений, что заметно отличает их от большинства торфяников Северного полушария, скорость накопления которых наоборот уменьшалась (Loisel et al., 2017). Более холодные и местами более влажные условия приводили к интенсивному накоплению органического вещества (%C), не успевающего разлагаться из-за сниженной микробной активности (Рис. 4.1). Заметно увеличилась скорость накопления прибрежных торфяников на островах Карлайл, Шемья и Атка (Рис. 4.6). На о. Шемья увеличение скорости роста началось раньше, но с неогляциалом заметно усилилось. В более удаленных от берега торфяных отложениях скорость накопления с неогляциалом не увеличилась заметным образом (Рис. 4.6), однако изменились растительные сообщества.

Неогляциал вызвал наиболее заметные изменения растительности Алеутских о-вов, которые произошли вдоль всей гряды. Радикальное изменение растительности около 3500 л.н. произошло на о. Умнак, где на месте высоких растительных сообществ с кустарниками *Salix* и папоротниками, стали преобладать злаковые луга (приложение 1; Heusser, 1973). Около 3500 л.н. в спектрах о. Уналашка увеличилась доля пыльцы вересковых кустарничков и *Artemisia* (Рис. 3.4), которые являются индикаторами

пониженных температур и сильного воздействия ветра (Heusser, 1990; Peteet, Mann, 1994). Кроме того, со временем заметно сократилась доля участия спор Polypodiaceae (Рис. 3.4), что является общей реакцией растительности восточных островов на похолодание климата. На о. Карлайл, несмотря на общее постепенное исчезновение из спорово-пыльцевых спектров пыльцы вересковых около 3500 л.н., их участие значительно увеличилось (Рис. 3.11). В одной из торфяных колонок на о. Адак доля вересковых кустарничков в спектрах также заметно увеличилась с наступлением неогляциала (Heusser, 1978). В другой колонке высокая доля участия вересковых кустарничков была на протяжении всего голоцена, а резкое ее увеличение произошло около 2300 л.н., когда похолодание могло быть наиболее выражено (Noguchi et al., 2018). На побережье о. Атка в этот период также преобладала тундра с более высоким участием вересковых кустарничков и злаков (Heusser, 1990). Во внутренней части западных островов (Шемья и Атту) около 4300-3700 л.н. начали преобладать вересковые тундры в относительно влажных условиях, так как совместно с Ericaceae в составе спектров высокой была доля участия пыльцы Cyperaceae и спор Polypodiaceae (Рис. 3.19; Heusser, 1990).

Похолодание климата затронуло весь регион, однако в восточной части Командорско-Алеутской гряды было теплее, чем в западной или центральной. Пыльца вересковых в спорово-пыльцевых спектрах восточных островов не доминировала и, в целом, доля ее участия была гораздо ниже, чем в спектрах западных и центральных островов. Климатические изменения в меньшей степени коснулись растительности в непосредственной близости от моря. В прибрежной растительности на островах Карлайл и Шемья участие вересковых кустарничков наоборот снизилось, вместо этого стала преобладать влажная осоковая тундра или высокотравные луговые сообщества со злаками и зонтичными.

В некоторых отложениях с началом неогляциала также было связано изменение локального увлажнения. В удаленных от берега торфяниках на островах Шемья и Уналашка около 3700-2500 л.н. локальное увлажнение увеличилось: повысилось участие в составе торфа фрагментов *S. lyngbyei* и снизилась  $\delta^{13}\text{C}$  (Рис. 3.2, 3.3, 3.17, 3.18). Около 2500 л.н. локально стало суше в районе торфяного отложения Илиулиук (о. Уналашка) и в спектрах стали преобладать злаки, отражая тундровую растительность (Рис. 3.2, 3.3, 3.4). На побережье о. Карлайл при этом локально стало влажнее, а спектры отражали сообщества осоковой тундры (Рис. 3.8, 3.9, 3.11). При

этом, в другом прибрежном отложении (МакДональд Поинт, о. Шемья) сходная тенденция не была выражена, локальное увлажнение уменьшилось, а растительность тем не менее изменилась в сторону более влажной тундры с увеличенным участием осок (Рис. 3.22, 3.23, 3.24). Также около 2500 л.н. осоковая тундра распространилась на соседнем о. Атту (Heusser, 1990). Возможно, что на западных островах климат в неогляциале был не только более холодным, но и более влажным.

Следующее похолодание во всем Северном полушарии, названное Малый ледниковый период, происходило в регионе Берингова моря в несколько этапов: 1450-1380, 820-680, 460-290 и 190-120 л.н. (Barclay et al., 2009). В ботаническом составе всех изученных торфяников увеличилось участие злаков, как в связи с региональным изменением климата, так и с уменьшением локального увлажнения, так как во всех отложениях уменьшалось относительное участие в ботаническом составе *C. lyngbyei* (Рис. 3.2, 3.3, 3.8, 3.9, 3.17, 3.18, 3.22, 3.23). На центральных островах в Малый ледниковый период происходило увеличение участия в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы Ranunculaceae и Cyperaceae (о. Атка (Heusser, 1990); о. Адак (Noguchi et al., 2018)) или спор Polypodiaceae (о. Адак (Heusser, 1978)), отражая увеличение или региональной влажности, или локального увлажнения, однако происходило это не синхронно. Таким образом, изменения состава растительных сообществ и локальных условий в результате Малого ледникового периода и неогляциала отличались.

Помимо активного влияния климатических изменений, смены растительных сообществ могут происходить в результате внутренней динамики и постепенной трансформации среды. На островах с выраженным океаническим климатом отмечена высокая интенсивность процессов вымывания и выщелачивания в почвах, в результате которых снижается количество доступных азота и фосфора (Bunting, 1984; Иванов, 2001; Ivanov et al., 2014; Pokorný et al., 2018). В ответ на эти изменения почв могли меняться и растительные сообщества островов. При этом, наиболее приспособленными к условиям интенсивного промывного режима могут быть вересковые сообщества, поскольку микориза вересковых позволяет усваивать азот и фосфор в условиях дефицита доступных форм (Макаров, 2019). Таким образом, можно было бы ожидать повсеместного распространения кустарничковых тундр вдоль Командорско-Алеутской островной гряды как в связи с климатическими, так и эдафическими условиями. Однако повсеместное преобладание вересковых сообществ не отмечено ни в современной растительности островов, ни при реконструкции смен растительности. В

целом, растительность островов в настоящее время остается мозаичной, а сообщества с доминированием вересковых кустарничков отмечены преимущественно высоко над уровнем моря и на хорошо дренированных склонах. Активные вулканические процессы приводили к регулярному дополнительному привносу соединений в почвы островов, но и на островах без активных вулканических процессов не были обнаружены исключительно вересковые сообщества в силу интенсивных процессов выветривания и эоловых переносов. На западных островах вересковые преобладали в растительном покрове сообществ удаленных от берега, что произошло в результате именно климатических изменений. В торфяном отложении с о. Кадьяк, несмотря на немногочисленные слои пепла, также не происходило заметного обеднения состава растительных сообществ и перехода к вересковым тундрам в связи с активными процессами выщелачивания и вымывания почв (Peteet, Mann, 1994; Peteet et al., 2019). Пыльца вересковых кустарничков появилась в спектрах в связи с заметным сокращением осадков в регионе (Peteet et al., 2019). Не происходило перехода к вересковым сообществам и по реконструкциям на о. Умнак, где не было отмечено выраженных слоев пепла в течение последних 3500 лет (Heusser, 1973). Кроме того, в торфяниках центральных островов отмечены периоды доминирования в спектрах вересковых кустарничков, которые впоследствии сменялись периодами с доминированием травяных сообществ, что отражает обратимость возникновения сообществ с доминированием вересковых (Heusser, 1978, 1973; Noguchi et al., 2018). То есть, если процессы выщелачивания и выражены, они не были определяющими для смен растительного покрова островов в масштабе тысячелетий.

Торфяные отложения Алеутских островов не имели тенденции к более быстрому накоплению в периоды относительного потепления, как это часто происходит с торфяниками на материках. Скорость роста некоторых отложений увеличилась около 3000 л.н. в связи с похолоданием, что могло быть связано со снижением скорости процессов разложения. Травянистые растения преобладали на ранних стадиях формирования торфяных отложений, удаленных от берега. В прибрежных экосистемах были распространены тундры с доминированием вересковых кустарничков, как в восточной части гряды, так и в западной. Потепление климата в середине голоцена (7000-5000 л.н.) привело к заболачиванию удаленных от берега экосистем и распространению осоковых на западных островах в результате разрастания сфагновых мхов. С окончанием потепления, на месте заболоченных

территорий распространились злаковые тундры, однако локальное увлажнение отдельных местообитаний осталось высоким. На центральных островах в связи с потеплением не происходило смен растительных сообществ (Heusser, 1978, 1990). В восточной части гряды климат становился относительно менее влажным с 8700 и 6500 л.н., в результате чего увеличивалось участие злаков по сравнению с осоками в удаленных от берега местообитаниях, несмотря на увеличение локального увлажнения (Рис. 3.4, 3.5). Заметное похолодание началось во всем регионе Алеутских островов неравномерно от 4700 до 3000 л.н., что наиболее заметно повлияло на растительность островов гряды. На западных островах в удаленных от берега местообитаниях распространились тундры с доминированием вересковых кустарничков. В восточной части гряды в составе сообществ также увеличилось участие вересковых, однако преобладали травяные сообщества в связи с более теплым климатом. На центральных островах влияние похолодания было менее выражено, однако в растительном покрове также увеличилась доля вересковых. Наступление Малого ледникового периода, проявление которого было также неравномерно, как и в континентальных условиях (был выражен 1450-1380, 820-680, 460-290 и 190-120 л.н.), привело к уменьшению локальной влажности на восточных и западных островах, где в составе торфа уменьшилось участие *C. lyngbyei* и увеличилось участие злаков. На центральных островах гряды в этот период в спорово-пыльцевых спектрах увеличилось участие типов пыльцы, характерных для более влажных местообитаний (Cyperaceae, Ranunculaceae, Polypodiaceae).

#### **4.3 Влияние вулканической активности на условия локального увлажнения и растительность Алеутских островов**

Вулканизм рассматривается как один из наиболее важных факторов, определявших динамику растительности и облик ландшафтов Алеутских о-вов (Hulten, 1968; Heusser, 1990). Выпадение пепла приводило к различным нарушениям растительных сообществ из-за чего они в большей степени отражали динамику нарушений, чем климатические особенности региона (Heusser, 1990). Обильные пеплопады могли приводить к уничтожению растительного покрова, выпадению из состава растительности части видов, повреждению частей растений или изменению почвенных условий (Griggs, 1919). В рамках данной работы мы поставили задачу

выявить, как именно слои пепла влияли на локальные условия торфообразования и растительные сообщества Алеутских о-вов в течение всего голоцена. Мы сравнили ботанический состав торфа, соотношения стабильных изотопов и состав спорово-пыльцевых спектров до и после выпадения пеплов различной толщины в торфяных отложениях с островов Уналашка и Карлайл. Торфяники с о. Шемья не содержали в себе слоев пепла (Киселева и др., 2002) в связи с чем, мы предположили отсутствие влияния вулканизма на растительность этого острова. Кроме того, мы сравнили полученные результаты со спорово-пыльцевыми спектрами до и после слоев пепла на островах Умнак, Атка, Адак и Атту (Heusser, 1973, 1978, 1990; Noguchi et al., 2018).

В отложениях, изученных в рамках диссертационной работы, мощность слоев пепла варьировала от 0,5 до 21 см, чаще всего встречались слои мощностью один см. Результаты изучения влияния вулканизма на растительность Камчатки показали, что выпадение пеплов толщиной менее 10 см приводило к различным повреждениям растений, но не к уничтожению отдельных видов в составе растительного покрова (Grishin et al., 1996). Самый мощный слой пепла в отложении Илиулиук (о. Уналашка) был мощностью 19 см, в отложении о. Карлайл было два мощных пепла - 15 и 21 см (Рис. 3.4, 3.11). Пеплы мощностью более 10 см также встречаются единично в торфяных колонках на островах Адак и Атка (Heusser, 1978, 1990; Noguchi et al., 2018). Слои пепла такой толщины могли приводить к исчезновению из состава растительности мхов и лишайников, а также к сокращению участия различных травянистых растений и кустарничков (Grishin et al., 1996). Ни в одном из изученных ранее или в рамках данной работы отложений не были обнаружены слои пепла мощностью более 30 см, которые уничтожали бы полностью растительный покров. Это может быть связано как с особенностью изученных торфяников, которые не подвергались значительному вулканическому воздействию, так и с тем, что слои пепла такой мощности были размыты в процессе формирования отложений.

Число пеплов в рассмотренных отложениях разнилось от четырех (о. Умнак; Heusser, 1973) до 24 (о. Адак, Heusser, 1978). На о. Адак растительность реконструировали по двум колонкам торфа из одного и того же отложения на берегу озера, однако число обнаруженных пеплов и глубина колонок отличались. В почвенных разрезах этого острова число и состав слоев пепла также варьировались в зависимости от особенностей рельефа, на котором формировалась почва (Okuno et al., 2012). Влияние рельефа на залегание слоев пепла в торфе также было обнаружено в

отложениях других островов. На о. Умнак, где расположен один из наиболее активных вулканов Окмок, в торфе содержалось всего четыре слоя пепла (Heusser, 1973), тогда как в отложении о. Атту, расположенного в секторе гряды без активного вулканизма, было отмечено пять слоев пепла (Heusser, 1978). Влияние пеплопадов, таким образом, определялось не только активностью вулканических процессов вдоль гряды, но также направлением распространения пеплов и локальными особенностями рельефа.

Пепел различного химического и гранулометрического состава может приводить к изменению свойств почвы: более мелкий андезито-базальтовый пепел ухудшает дренаж, а дацитово-риолитовый пепел, наоборот, хорошо пропускает воду (Razjigaeva et al., 2004; Разжигаева и др., 2011). Выпадение некоторых пеплов может даже приводить к заболачиванию или образованию озер в понижениях рельефа. Химический анализ слоев пепла не входил в задачи данной работы, однако мы косвенным образом оценили изменения локальных условий увлажнения. С помощью ботанического анализа торфа и анализа стабильных изотопов мы сравнили, как регулярное выпадение пеплов сказалось на составе торфа в прибрежных экосистемах (о. Карлайл) и в удалении от берега моря (о. Уналашка). Оба острова располагаются в восточном секторе Алеутских о-вов под влиянием схожих климатических изменений, при этом, локальные условия формирования отложений отличались. В целом, ботанический состав был схож, что отразилось в доминировании осокового торфа на протяжении всего голоцена. При этом до 2500 л.н. локально более влажно было вдали от берега на о. Уналашка, чем на побережье о. Карлайл, после чего локальные условия увлажнения торфяников стали схожими (Рис. 3.3, 3.9, 4.1). Несмотря на различия, растительность островов и локальные условия увлажнения менялись после выпадения пеплов сходным образом.

На побережье о. Карлайл (CR-03/15) оба пепла мощностью более 10 см связаны с изменением состава торфообразователей. Заметные изменения в соотношении фрагментов осок различных видов произошли после выпадения пепла мощностью 15 см около 6500 л.н. (Рис. 3.8). Вместо *S. vesicaria*-типа в составе торфа начали преобладать фрагменты *S. lingbyei* и *S. aquatilis*, которые предпочитают относительно более увлажненные местообитания (Hulten, 1968; Talbot et al., 2010b). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  также снижались, отражая увеличение локального увлажнения (Рис. 3.9). Однако показатель мог быть частично изменен в связи с диагенетическими преобразованиями торфа. Выпадение пепла не привело к радикальным изменениям условий

произрастания, а усилило начавшиеся ранее процессы, поскольку  $\delta^{13}\text{C}$  начал снижаться, а участие *C. lingbyei* постепенно увеличиваться еще до выпадения пепла. Увеличение локального увлажнения происходило на фоне регионального изменения климата, который в районе восточных островов около 6500 л.н., наоборот, стал относительно суше (Petee et al., 2019). Смена тундровых сообществ с высоким участием вересковых кустарничков на осоковые тундры (Рис. 3.11) в большей степени произошла именно в ответ на увеличение локального увлажнения, а не на изменение климата.

Пепел CR-02 мощностью 21 см, выпавший в результате извержения соседнего вулкана Кливленд (о. Чугинадак) около 1050 л.н., также привел к увеличению локального увлажнения на побережье о. Карлайл. В торфе увеличилось участие фрагментов *C. lingbyei* и снизилось значение  $\delta^{13}\text{C}$  (Рис. 3.8, 3.9). Как и в случае с более древним пеплом, ботанический состав торфа начал меняться до извержения, т.е. выпадение пепла усилило уже начавшиеся изменения. Относительно высокие злаково-осоковые сообщества практически без плаунов и вересковых кустарничков также распространились на побережье о. Карлайл до извержения. После выпадения пепла постепенно начало расти участие пыльцы *Triglochin*, вида который предпочитает заболоченные местообитания (Hulten, 1968), однако заметное увеличение произошло уже после следующего извержения около 500 л.н., когда локально, наоборот, стало относительно суше.

В отложении Илиулиук (о. Уналашка) выпадение друг за другом пеплов мощностью 19 и 4 см привело к кратковременному уменьшению локального увлажнения и усилению процессов разложения торфа около 5500 л.н. Выпавший мощный пепел вначале привел к увеличению  $\delta^{13}\text{C}$ , после чего  $\delta^{13}\text{C}$  постепенно снижалось до минимальных за весь голоцен значений (Рис. 3.3). Вероятно в этот период происходило более быстрое разложение торфа, так как заметно колебались значения  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N на фоне резко снизившегося %C и скорости накопления торфа (Рис. 3.3, 4.1, 4.6). Участие в торфе фрагментов *C. lingbyei* также снизилось непосредственно во время выпадения пепла, после чего начало увеличиваться (Рис. 3.2). Несмотря на увеличение локального увлажнения около 5200 л.н., на о. Уналашка начали преобладать злаковые тундры с меньшим участием осок и папоротников (Рис. 3.4). Растительность менялась неравномерно, разные ее компоненты реагировали на изменение локального увлажнения с разной скоростью: концентрации спор

Polypodiaceae, пыльцы *Triglochin* и Сурегасеae снизились, а концентрация пыльцы Роасеae постепенно начала увеличиваться (Рис. 3.5). При этом, концентрация пыльцы Сурегасеae начала снижаться еще до извержения, а резкое снижение концентрации спор Polypodiaceae и увеличение пыльцы Роасеae началось уже после выпадения пепла (Рис. 3.4, 3.5). Растительность продолжила меняться в сторону сообществ относительно сухих местообитаний, однако были распространены отдельные заболоченные участки, возникающие после выпадения менее мощных слоев пепла.

Сведения о региональных изменениях условий в середине голоцена отличаются по результатам различных реконструкций. Климат в восточной части Алеутских о-вов поменялся в сторону относительно более сухих условий около 6500 л.н. (Petee et al., 2019). Однако ряд исследователей отмечает, что около 5000 л.н. произошло изменение положения Алеутского минимума, которое наоборот могло привести к более влажному климату (Kaufman et al., 2016; Broadman et al., 2022). В это же время на всей территории п-ова Аляска произошло усиление вулканической активности (Jones, 2008). Вероятно, что неоднородность климатических изменений на фоне усиления вулканической активности способствовала увеличению мозаичности злаковой тундры на о. Уналашка вдали от морского побережья.

Тефры мощностью до 10 см не приводили к смене состава растений торфообразователей на Алеутских о-вах (Рис 3.2, 3.8). Также не происходило явных закономерных изменений изотопных сигналов после выпадения пеплов мощностью около 1 см (Рис. 3.3, 3.9). Более мощные пеплы (около 4 см) приводили к резким снижениям  $\delta^{15}\text{N}$  и увеличениям  $\delta^{13}\text{C}$ , значения которых возвращались к более ранним значениям в вышележащих слоях торфа. Вероятно, что в результате выпадения пеплов происходило кратковременное увеличение дренированности и усиление процессов аэробного разложения всех органических соединений, что также подтверждается кратковременными снижениями значений C/N (Рис. 3.3, 3.9), сходные процессы происходили и при резких сокращениях численности морских птиц. В относительно мощных слоях пепла также были проанализированы образцы торфа, и в них значения  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  и C/N менялись сходным образом, указывая на усиление процессов разложения (Рис. 3.3, 3.9). На п-ове Аляска вулканические извержения и выпадение тефры приводили к краткосрочным изменениям активности и состава микробных сообществ и простейших и ускорению процессов разложения (Paune, 2012). Ботанический состав не менялся в результате выпадения пепла сходной толщины в

более континентальных условиях Европы, поскольку не происходило достаточного изменения дренирования или нарушения растительного покрова (Hotes et al., 2006). По результатам наших исследований, растения торфообразователи на Алеутских о-вах реагируют на извержения с той же чувствительностью, что и в более стабильных континентальных условиях.

Изменения спорово-пыльцевых спектров после слоев пепла меньше 10 см также не были значительными. В ряде случаев выпавшие пеплы никак не меняли состав растительных сообществ, которые были до извержения, в других случаях продолжалось постепенное изменение спектров, начавшееся до извержения (Рис. 3.4, 3.11). Также можно заметить, что даже слои мощностью 1 см могли вызывать смены доминантов пыльцевых спектров с Poaceae на Cyperaceae, и наоборот, после чего соотношение доминантов менялись обратно в течение непродолжительного времени. Чередования доминантов могли быть вызваны кратковременными изменениями условий дренированности субстрата в результате выпадения пеплов различного состава. Заметные смены доминантов были обнаружены в спорово-пыльцевых спектрах в отложениях Исландии после выпадения пепла, но как и на Алеутских о-вах, состав спектров восстанавливался в пределах нескольких сантиметров - от 8 до 50 лет на один см торфа (Edwards et al., 2004). В целом, время восстановления растительности даже в пределах одного региона может значительно отличаться. Так, например, время восстановления растительности после извержения вулкана Ксудач (п-ов Камчатка) оценивают приблизительно в 2000 лет (Grishin et al., 1996). Тогда как после извержения вулкана Касаточий (Алеутские о-ва), в течение двух лет появились первые следы восстановления растительного покрова, состав которого был сходен с сообществами до извержения (Talbot et al., 2010a). Относительно быстрое восстановление растительности Алеутских о-вов может быть связано с тем, что растения в этом регионе преимущественно размножаются вегетативным способом, так как семенное размножение затруднено из-за погодных условий.

В результате выпадения пеплов различной толщины происходило локальное заболачивание тундровых сообществ, которое выразилось в изменении состава спорово-пыльцевых спектров, но не отразилось на смене состава доминантов. В спорово-пыльцевых спектрах отдельных отложений после извержений появлялась пыльца *Plantago*, которую Хойссер относил к виду *Plantago macrocarpa*, встречающегося в растительном покрове заболоченных местообитаний Алеутских о-

вов (Heusser, 1990). Заболачивание, происходившее в результате выпадения пеплов длилось от 1400 лет (о. Атту, Heusser, 1990) до 4000 лет (о. Атка, Heusser, 1990) и происходило мозаично, поскольку на островах Уналашка, Атка и Атту преобладала в этом время растительность относительно сухих местообитаний. На о. Адак также выделялись стадии развития растительности, когда в спектрах после выпадения пеплов увеличивалась доля пыльцы Ranunculaceae и спор Polypodiaceae, на фоне преобладания сообществ относительно более сухих местообитаний (Heusser, 1978; Noguchi et al., 2018). Вероятно, что пеплы, любой мощности могли приводить к формированию более мозаичного растительного покрова.

На западных островах Командорско-Алеутской гряды в течение голоцена не было вулканических извержений, однако пепел долетал с центральной и восточной частей гряды. На Камчатке установили, что положительное влияние пеплопадов на продуктивность экосистем связано не с самим пеплом, а с аэрозолями, так как в них содержатся доступные и подвижные формы различных соединений (Захарихина и др., 2016). Чем ближе к извержению, тем более продуктивно может влиять пеплопад на растительность. Пепел может выпадать на удаленном расстоянии, однако подвижные соединения с ним не поступают в почву. Возможно, так могло быть на о. Атту, который расположен на значительном расстоянии от извергающихся в голоцене вулканов, при этом слои пепла не приводили к заметным изменениям растительности ни в результате гидрологических изменений условий, ни в результате заметного удобрения почв.

Растительность центральных островов была более чувствительна к нарушениям, вызванным вулканическими извержениями. Острова Адак и Атка находятся на значительном удалении как от азиатского, так и от американского континента, с которых происходило основное распространение видов на острова после последнего оледенения. Флора о. Адак насчитывает 119 видов, о. Атка - 104 вида (Garrouette et al., 2018). Смены типов растительных сообществ и на о. Атка, и на о. Адак происходили чаще, чем на остальных островах гряды, в связи с чем мы делаем вывод, что растительность острова была более чувствительна к нарушениям.

Хойссер также выдвинул гипотезу, что с выпадением мощных слоев пепла или череды тонких прослоек связаны увеличение участия пыльцы *Empetrum* и заметное увеличение потока пыльцы (Heusser, 1990). Мы проанализировали результаты реконструкций торфяников на островах Карлайл и Уналашка, а также смены

растительности на островах Умнак, Адак, Атка и Атту с учётом новых представлений о влиянии на растительность климатических изменений в течение голоцена, но не обнаружили подтверждений этого предположения. Непосредственно в составе торфа фрагменты *Empetrum* или других Ericaceae не встречались в связи со слоями пеплов. Относительное участие и концентрация пыльцы *Empetrum* (или Ericaceae, если пыльца была определена до семейства) как уменьшалось, так и увеличивалось после выпадения пеплов разной толщины практически на всех изученных Алеутских о-вах. На о. Атту около 4300 л.н. и на о. Адак около 3300 л.н. происходило увеличение участия пыльцы *Empetrum* после слоев пепла, однако мы в большей степени связываем распространение вороники с началом неогляциала и похолоданием в регионе.

Увеличение пыльцевого потока Хойссер (Heusser, 1990) считал другой возможной реакцией растительных сообществ на вулканические извержения. Пепел может играть роль мульчи, изменяя свойства почвенного покрова, в результате чего растения продуцируют больше пыльцы (Mehring et al., 1977). В различных частях континентальной Аляски значения потока пыльцы менее 60 п.з./см<sup>2</sup>/год были характерны для четвертичных тундр (Heusser, 1990). В течение голоцена во многих образцах из торфяных отложений Алеутских о-вов поток пыльцы был значительно выше, что может быть связано с улучшением свойств почвы в результате выпадения пеплов. Однако лишь в случае о. Атка, растительность которого была, в целом, более чувствительна к выпадениям пепла, пыльцевой поток увеличивался после пепла мощностью больше 10 см или череды пеплов меньшей мощности. Это увеличение, скорее всего, было возможно только на центральных островах, поскольку на восточных островах оно не было зафиксировано.

Другой причиной резких увеличений потока пыльцы могли быть смены условий как регионального характера, так и локального. В целом, значения потока пыльцы сопоставимы в торфяниках на западе гряды (о. Шемья, Алкан Крик и МакДональд Поинт) и в двух торфяниках на востоке (о. Уналашка и о. Карлайл), что могло быть связано с определяющим влиянием климатических показателей на пыльцевой поток (Рис. 4.1). Резкие увеличения потока пыльцы на о. Шемья в отложении Алкан Крик около 5000 л.н. могли быть связаны с прекращением изменений уровня моря и стабилизацией растительных сообществ острова, которые перестали подвергаться регулярному воздействию береговых процессов (Рис. 4.1; Табл. 2.4). В этом же время происходило изменение условий локального увлажнения торфяника Алкан Крик в

сторону более влажных (Рис. 3.18), однако не отмечено значимых корреляций между  $\delta^{13}\text{C}$  и пыльцевым потоком для этого или других торфяных отложений (Рис. 4.4). Вероятно, что на Алеутских о-вах пыльцевой поток является комплексным отражением реакции растительности на изменение локальных и региональных условий.

Увеличение количества пыльца также связано с появлением в экосистемах дополнительного азота. Повышение  $\delta^{15}\text{N}$  происходило в ряде случаев синхронно с увеличением значений потока пыльцы в отложениях Алкан Крик и Илиулиук (Рис. 4.1), о чем также косвенно свидетельствуют положительные корреляции этих показателей во всех торфяниках (Рис. 4.2). В береговых торфяниках также есть положительная корреляция  $\delta^{15}\text{N}$ , потока пыльцы и  $\%C$  (Рис. 4.2). Поток пыльцы значительно увеличивался в периоды формирования более продуктивных сообществ с большей биомассой, которые не могли существовать продолжительное время в условиях островов без дополнительных источников азота, в связи с чем значения потока менялись скачкообразно и были относительно низкими на протяжении большей части голоцена. Одной из причин усиления потока пыльцы может быть увеличение размера генеративных органов растений под воздействием гуано, поскольку такой эффект обнаружен в Прибалтике на месте прибрежных колоний морских птиц (Иванов, 2013). Однако поток пыльцы не повышался на о. Карлайл, несмотря на умеренную интенсивность воздействия морских птиц на протяжении всего времени формирования отложения.

Выпадение пепла чаще всего, наоборот, приводило к сокращению количества пыльцы в торфе. Хойссер отмечал, что в ряде образцов из изученных им торфяных отложений пыльцевые зерна практически полностью отсутствовали или содержались в незначительном количестве. Мы также обнаружили, что образцы с небольшой концентрацией пыльцы, как правило, расположены в непосредственной близости от слоев пепла. В самих слоях пепла пыльцы почти не было. И в том, и в другом случаях пыльца была смята и повреждена, что затрудняло ее определение. В торфяных отложениях без пепла, концентрация пыльцы также значительно падала в слоях песка, пересыпающего отложения в результате активных береговых процессов или выветривания пород. Остается неизвестным, снижалась ли концентрация пыльца из-за низкой сохранности или же генеративные части растений были повреждены в процессе выпадения пепла. Поскольку анализ стабильных изотопов показывает

кратковременные изменения условий разложения в процессе выпадения пепла, возможны оба варианта.

Реакция растительности на вулканические извержения зависит от особенностей климата и локальных условий. На более южных и западных островах Курильской гряды чаще после извержений распространялись растительные сообщества местообитаний с меньшим локальным увлажнением (Razzhigaeva et al., 2010). Также как и на Алеутских о-вах отмечено, что к изменению условий дренирования приводило выпадение не отдельных пеплов, а череды пеплов друг за другом (Razjigaeva et al., 2022). В целом, растительность Курильских и Алеутских о-вов значительно отличается, в первую очередь отсутствием на Алеутских о-вах деревьев, и пеплопады оказывали большее воздействие на формирование и смены растительных сообществ Курильской гряды в долгосрочной перспективе. На спорово-пыльцевые спектры о. Кадьяк, который расположен вблизи п-ова Аляска, пеплы различной мощности не оказывали заметного влияния в течение голоцена, и только состав растений-торфообразователей постепенно менялся после череды пеплов (Peteet, Mann, 1994; Peteet et al., 2019). Несмотря на высокую вулканическую активность в регионе Командорско-Алеутской гряды, извержения не оказывали разрушительного влияния на растительность, скорее поддерживали экосистемы островов в относительно стабильном состоянии на протяжении длительного времени.

Несмотря на то, что выпадение пепла не приводило к значительным изменениям растительности или локальных условий в продолжительных временных масштабах, тем не менее, вулканизм сказался на всей истории торфообразования в регионе. Как было показано в разделе посвященном торфообразованию (стр. 1.3), регулярные пеплопады способствовали тому, что на Алеутских о-вах были распространены осоковые минератрофные торфяники, которые в течение голоцена не переходили в омбротрофную стадию. Пепел также являлся источником необходимых минеральных веществ для растений, что поддерживало устойчивость травяных сообществ в регионе, несмотря на низкие температуры, интенсивные процессы выщелачивания в почвах и недостаток солнечного света. Вулканические извержения не оказывали заметного влияния на растительный покров восточных островов, но вызывали смены растительности на центральных островах. На островах Уналашка и Карлайл выпадение слоев пепла мощностью от 10 до 20 см вызывало увеличение локального увлажнения и изменение состава растений-торфообразователей (Рис. 3.2, 3.3, 3.8, 3.9). На основе

результатов спорово-пыльцевого анализа, показано, что в растительном покрове появились фрагменты растительности, характерной для заболоченных местообитаний. Пеплы мощностью около 4 см приводили к увеличению дренированности субстрата и активизации процессов разложения органического вещества, о чем свидетельствуют изменения изотопного сигнала торфа, перемешанного с частицами пепла. В результате выпадения пеплов меньшей мощности, локальное увлажнение и растения-торфообразователи не изменялись. На восточных островах выпадение пеплов различной мощности не приводило к изменению состава растительности, но вызывало изменения относительного участия пыльцы Poaceae и Cyperaceae продолжительностью в несколько десятков лет. На центральных островах выпадение пеплов различной мощности приводило к смене растительных сообществ на сотни лет в результате уменьшения дренированности субстрата. Изменения растительного покрова на о. Атту не были связаны с обнаруженными в торфе слоями пепла, а происходили из-за климатической динамики, за исключением отдельных эпизодов мозаичного заболачивания растительного покрова.

#### **4.4 Влияние колоний морских птиц на растительность Алеутских островов**

В последние десятилетия многократно возросло внимание исследователей к видам и группам организмов, которые играют ключевую роль в устройстве экосистем. В относительно бедных прибрежных экосистемах Арктики и Субарктики различные виды морских птиц, формирующие многочисленные колонии, играют роль экосистемных инженеров, поскольку переносят органические соединения из относительно богатого биогенными элементами океана в относительно бедные наземные экосистемы. В течение голоцена на многих островах Командорско-Алеутской гряды отсутствовали наземные млекопитающие и, в первую очередь, хищники, в связи с чем на них гнезилось огромное количество морских птиц. После открытия островов экспедицией Беринга на большую часть островов были интродуцированы песцы и лисы, которые значительно сократили воздействие птиц на экосистемы, в результате чего изменились растительность и свойства почв (Maron et al., 2006). На тех островах, где сохранились птичьи колонии, сформировалась особая орнитогенная растительность, структура и состав которой отличается от

растительности за пределами колоний (Мочалова, 2008; Иванов, 2013). При этом на Командорских о-вах показано, что в состав орнитогенных сообществ входят те же самые виды, которые есть на пляжах островов, но при воздействии птиц они распространяются дальше от берега и их можно встретить выше над уровнем моря. Кроме того, и в прибрежных лугах и орнитогенных сообществах, в целом, биомасса растительности была более высокой (Maron et al., 2006; Иванов, 2013). Воздействие птиц было изучено на основании наблюдений за современной растительностью, однако оставалось неизвестным, как именно складывалась история такого типа растительности в течение голоцена и возможно ли ее отличить по спорово-пыльцевым спектрам от тундровых и луговых сообществ, сформированных без воздействия птиц. Также оставалось неизвестным, отличалась ли орнитогенная растительность на западных и восточных островах, и как менялась в связи с воздействием вулканических извержений.

Торфяники, которые формировались вдали от берега на протяжении голоцена, имели значения  $\delta^{15}\text{N}$  около 0‰, достигая максимальных значений 2,9‰ (Алкан Крик, о. Шемья) и, в целом, были ниже на о. Уналашка, чем в отложении Алкан Крик на о. Шемья (Рис. 3.3, 3.18, 4.1). Динамика  $\delta^{15}\text{N}$  отличается в прибрежных отложениях восточной и западной частей гряды. На о. Карлайл выделились два периода стремительного увеличения содержания тяжелого азота до максимальных значений (продолжительностью ~ 650 и 300 лет) и продолжительный период умеренного содержания тяжелого азота (в течение ~5000 лет). На о. Шемья  $\delta^{15}\text{N}$  постепенно увеличивалось в течение, как минимум 1600 лет, после чего значения постепенно снижались в течение продолжительного времени. Мы предполагаем, что динамика численности колоний морских птиц на этих островах также отличалась, что и отразилось в разнице  $\delta^{15}\text{N}$ . Однако предполагаемая для колоний морских птиц корреляция между размером колонии и  $\delta^{13}\text{C}$  (Gasiorowski, Sienkiewicz, 2019) не была обнаружена, поскольку  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{15}\text{N}$  в обоих торфяных отложениях изменялись разнонаправленно (Рис. 4.2). Мы предполагаем, что отсутствие корреляций связано с особенностью торфяников Алеутских о-вов, в которых значения  $\delta^{13}\text{C}$  в большей степени отражают локальные условия увлажнения и этот показатель сохраняется несмотря на воздействие гуано морских птиц. Другой причиной отличия динамик  $\delta^{15}\text{N}$  в торфяниках западных и восточных островов могла бы быть разница в диете птиц, которые в разное время образовывали колонии на изученных островах (Zwolicki et al.,

2016). Однако на данный момент у нас нет способа проверить эту гипотезу, в связи с чем мы предполагаем, что динамика  $\delta^{15}\text{N}$  менялась в ответ на изменения численности колоний морских птиц.

Воздействие гуано морских птиц приводило к изменениям процессов накопления торфа. Влияние колоний морских птиц на состав торфа отчасти могло сказываться на относительном участии *S. lyngbyei*, поскольку оно было ниже в периоды интенсификации воздействия (Рис. 3.8, 3.9, 3.22, 3.23). Заметно отличались скорости роста отложений МакДональд Поинт и CR-03/15 как от торфяников Алкан Крик и Илиулиук, так и от отложений, изученных ранее (Рис. 4.6, Neuser, 1973, 1978, 1990; Noguchi et al., 2018). Так как скорости роста отложений не коррелируют значимо с  $\delta^{15}\text{N}$ , мы предполагаем, что птицы не влияли на скорость отложения торфа напрямую (Рис. 4.4). Однако дополнительный привнос биогенных соединений приводил к увеличению биомассы растительных сообществ, что также сказывалось и на скорости накопления торфа. Косвенным подтверждением влияния колоний морских птиц на биомассу растительных сообществ в течение голоцена является значимая положительная корреляция между %C и  $\delta^{15}\text{N}$  в торфянике МакДональд Поинт (о. Шемья) и слабо положительные корреляции в остальных отложениях (Рис. 4.4). Также на графиках оба показателя во многих случаях увеличивались синхронно в прибрежных отложениях как на о. Карлайл, так и на о. Шемья (Рис. 3.9, 3.23, 4.1). Во всех отложениях также значимо коррелируют %C и %N (Рис. 4.4). То есть в бедных наземных экосистемах островов содержание углерода заметно увеличивается даже в случае небольшого увеличения содержания азота как на побережье, так и вдали от берега моря.

Мы последовательно рассмотрели выделенные по динамике  $\delta^{15}\text{N}$  этапы развития отложений CR-03/15 и МакДональд Поинт и сравнили, как менялась прибрежная растительность при воздействии колоний морских птиц различной интенсивности и продолжительности. На раннем этапе формирования прибрежная растительность о. Карлайл представляла собой тундру с преобладанием вересковых кустарничков и относительно высоким участием злаков и осок (Рис. 3.11). При этом, участие *Lycopodium*, по сравнению с другими торфяниками Алеутских о-вов было низким, что может указывать на относительно плотный или высокий растительный покров. В составе спорово-пыльцевых спектров также было относительно высокое участие спор Polypodiaceae и пыльцы Arjaceae, которое достигло максимальных

значений (29%) после двух пиков  $\delta^{15}\text{N}$  (Рис. 3.9, 3.11). Виды обоих семейств являются характерными для растительных сообществ Алеутских о-вов, находящихся под воздействием крупных колоний морских птиц (Ickert-Bond, Garroutte, 2013). Однако воздействие птиц было недостаточно интенсивным или продолжительным, чтобы на месте кустарничковой тундры сформировалась орнитогенная растительность, она встречалась отдельными пятнами, возможно, вдали от торфяника в относительно более защищенных от действия ветра условиях.

Растительность изменилась через 600 лет после снижения воздействия колоний морских птиц. Содержание тяжелого изотопа азота снизилось около 6900 л.н., тогда как состав спорово-пыльцевых спектров заметно изменился около 6300 л.н., когда на месте кустарничковой тундры с пятнами орнитогенной растительности распространилась осоковая тундра, в которой практически не встречались *Ариасеае* и *Polypodiaceae* (Рис. 3.11). Расхождение в 600 лет может быть связано как с более медленной реакцией состава растительных сообществ на изменение условий, так и с тем, что значения  $\delta^{15}\text{N}$  могли быть выше, но изменились из-за диагенетических условий. Другой причиной может быть относительно низкое локальное увлажнение, которое сохранялось до 6300 л.н., а затем начало постепенно снижаться, что также послужило причиной смены растительных сообществ. Значения  $\delta^{15}\text{N}$  были, в среднем, 2,6‰ что оказалось недостаточным для формирования на побережье орнитогенной растительности, поскольку состав спорово-пыльцевых спектров схож с осоковыми тундрами в относительно влажных условиях других островов. Тем не менее, мы предполагаем, что дополнительные источники органических и неорганических веществ способствовали тому, что на берегу моря в условиях повышенного воздействия ветра, на месте кустарничковых тундр распространились травяные сообщества. При этом, изменение сообществ произошло, несмотря на региональное изменение климата в сторону меньшего количества осадков (Petee et al., 2019). Вероятно, что выпадение пеплов на ранних этапах формирования торфа способствовало увеличению локального увлажнения, что также внесло вклад в изменение состава прибрежных растительных сообществ о. Карлайл.

Наиболее интенсивные и резкие изменения  $\delta^{15}\text{N}$  происходили в последние 2000 лет. После извержений 2000 и 1050 л.н. относительное содержание тяжелого изотопа азота увеличивалось до максимальных значений в течение 650 и 300 лет, соответственно, после чего также постепенно снижалось. Тем не менее, с 2000 до 1050

л.н. в составе спектров не было обнаружено заметного отличия от более ранних этапов формирования растительности по соотношению и составу доминантов (Рис. 3.11). С одной стороны, зафиксированной интенсивности и продолжительности воздействия колоний морских птиц могло быть недостаточно для изменений растительных сообществ. С другой, выбранного разрешения образцов для спорово-пыльцевого анализа могло быть недостаточно для обнаружения изменений состава растительности в ответ на усиление воздействия колоний морских птиц, поскольку торфяник CR-03/15 накапливался в период 2000-1000 л.н. относительно медленно. После извержения Окмок II (1050 л.н.) также не произошло заметного изменения состава спорово-пыльцевых спектров: на побережье о. Карлайл продолжили существовать осоковые тундры, в составе которых немного увеличилось участие *Ariaseae*. Торфяное отложение накапливалось значительно быстрее, чем после предыдущего извержения, из чего следует, что уровня привноса морского азота было недостаточно для изменения растительных сообществ.

В отличие от о. Карлайл, на о. Шемья прибрежная тундра с доминированием вересковых кустарничков существовала с начала формирования отложения до 4600 л.н, т. е. в течение как минимум 5000 лет. Содержание тяжелого изотопа азота начало увеличиваться значительно раньше, однако только к ~5000 л.н. установился современный уровень моря и стабилизировались береговые процессы в результате чего достаточное количество азота смогло сохраниться для изучения его динамики. Около 4600 л.н.  $\delta^{15}\text{N}$  достигло значений 12,2‰. В работах по изучению влияния колоний морских птиц на прибрежные экосистемы было установлено, что  $\delta^{15}\text{N}$  выше 9-10‰ связано с наиболее заметными изменениями экосистем, которые сокращаются при  $\delta^{15}\text{N}$  ниже 9-10‰ (Zwolicki et al., 2016). Однако, похоже, что краткосрочное увеличение воздействие гуано с последующим снижением не приводит к сменам растительности, как это было на о. Карлайл. Таким образом, имеет значение не только интенсивность воздействия, но и характер его динамики. Значения  $\delta^{15}\text{N}$  продолжили увеличиваться, и на побережье о. Шемья сформировались уникальные растительные сообщества, в составе которых преобладали зонтичные совместно с небольшим участием злаков и осок. В орнитогенных сообществах также постепенно снизилось участие вересковых кустарничков, которые до 4600 л.н. доминировали в спектрах. Вероятно, что растительный покров был достаточно высоким, поскольку относительное участие *L. annotinum* также заметно снизилось. Ни на одном из изученных островов Командорско-

Алеутской гряды не были получены спорово-пыльцевые спектры сходного состава (Рис. 3.4, 3.11, 3.19; Heusser 1973, 1978, 1990; Noguchi et al., 2018). Отличительной чертой спектров также является невысокое участие спор *Polypodiaceae* характерных для современной растительности местообитаний, находящихся под воздействием колоний морских птиц (Рис. 3.24; Ickert-Bond, Garroutte, 2013). Стабилизация береговых процессов и интенсификация воздействия колоний морских привели к формированию уникальной орнитогенной растительности, которая отличается от современной растительности островов с сохранившимися колониями морских птиц.

Постепенное изменение растительности побережья о. Шемья произошло около 3000 л.н., когда совместно с зонтичными начали доминировать злаки как по процентам, так и по концентрации пыльцы (Рис. 3.24, 3.25). Доминирование в составе растительности видов *Ariaceae* и *Roaceae* отмечено для современной орнитогенной растительности Командорских о-вов (Мочалова, 2008; Иванов, 2013). В течение следующих 600 лет азот снижался, но растительность кардинальным образом изменилась после того, как значения  $\delta^{15}\text{N}$  стали ниже 9-10‰. В период с 4600 до 2400 л.н., когда  $\delta^{15}\text{N}$  была выше 9-10‰ и изменялась плавно, концентрация пыльцы *Ariaceae* была очень высокой, по сравнению с другими периодами формирования растительности побережья. В то время как концентрация пыльцы злаков была максимальной во второй части этого временного отрезка - с 3000 до 2400 л.н. (Рис. 3.25). Снижение интенсивности воздействия гуано морских птиц привело к тому, что растительность по-прежнему оставалась орнитогенной, но доминантов в растительном покрове стало больше. Подобная тенденция, когда при большем влиянии колоний развивается растительный покров с меньшим числом видов, тогда как умеренные воздействия могут способствовать развитию более разнообразного растительного покрова характерна для островов Северной Пацифики (Мочалова, 2008; Иванов, 2013). В пределах  $\delta^{15}\text{N}$  9-10‰ растительность менялась относительно плавно при постепенном увеличении и снижении значений, однако когда  $\delta^{15}\text{N}$  становилась ниже этой границы, состав спорово-пыльцевых спектров менялся резко и сильно.

Осоковые луга распространились на побережье о. Шемья около 2400 л.н. По сравнению с периодом до интенсификации влияния колоний морских птиц, из состава растительного покрова практически полностью исчезли вересковые кустарнички. Вероятно, что длительный привнос морского азота способствует развитию травяных сообществ, которые не возвращаются к кустарниковым даже со снижением

интенсивности влияния птиц и в результате похолодания климата в неогляциале. На островах Кольской Субарктики на месте колоний морских птиц исходная тундровая растительность с доминированием вересковых возвращалась в течение нескольких лет - десятков лет (Бреслина, 1987; Иванов, 2013). В то же время на о. Беринга (Командорские о-ва) отмечено, что последствия привноса гуано может сохраняться в течение 70-100 лет, а по нашим данным этот предполагаемый период восстановления можно увеличить до как минимум 2400 лет. Отличие может быть связано, в первую очередь с особенностями локального увлажнения и влажности климата в регионе. На месте длительного существования крупных колоний морских в Кольской Субарктике формируются сухоторфяные почвы без признаков переувлажнения и с низким содержанием минеральной части, тогда как на Алеутских о-вах, условия, в целом, более влажные, и локально тоже могут быть влажнее, в том числе из-за выпадения пеплов и сниженного дренажа (Иванов, 2013). Торфяники, сходные с торфяниками Кольской Субарктики, формируются в окрестностях колоний морских птиц на о. Талан в Охотском море (Иванов, 2013). Вероятно, что вулканизм и океанический климат делает торфяники островов Командорско-Алеутской гряды не похожими на многие другие острова с орнитогенной растительностью.

В течение голоцена участие спор *Polypodiaceae* в меньшей степени было связано с содержанием тяжелого азота в торфе, несмотря на то, что виды этого семейства являются характерными для орнитогенных сообществ Алеутских о-вов. В большей степени их участие связано с изменением локального увлажнения, что вероятно является более значимым фактором в формировании сообществ с папоротниками, которые помимо азота и локального увлажнения, также зависят от наличия относительно защищенных от действия ветра местообитаний, в которых может накапливаться мощный снежный покров.

Влияние моря в связи с активностью береговых процессов и деятельностью морских птиц и млекопитающих простирается вглубь острова от первых десятков до первых сотен метров, как было показано на о. Беринга (Иванов, Орлова, 2014). На других островах Командорско-Алеутской гряды при сравнении  $\delta^{15}\text{N}$  в почвах на разной удаленности от берега было показано, что значения могут повышаться даже в удаленности около 600 м (Maron et al., 2006). На островах, куда были интродуцированы песцы, повышенные значения  $\delta^{15}\text{N}$  наблюдались только в непосредственной близости от берега. Сравнение двух отложений на о. Шемья позволило оценить, как далеко

вглубь небольшого острова проникало влияние колоний морских птиц в течение голоцена. Торфяник Алкан Крик был отобран примерно в 750 м от крутого северного берега моря и на расстоянии более 4 км от прибрежного торфяника МакДональд Поинт (Рис. 2.7). Скорость формирования отложения на протяжении большей части голоцена была несколько выше, чем в других торфяниках, формировавшихся вдали от берега (Рис. 4.6), при этом локальное увлажнение было ниже, чем в другом отдаленном от берега торфянике Илиулиук (о. Уналашка) на протяжении большей части голоцена (Рис. 4.1). Гуано морских птиц не оказало заметного влияния на отложение Алкан Крик, поскольку  $\delta^{15}\text{N}$  увеличивался всего до 2-3‰ 4600-3600 л.н. и 1800-450 л. н (Рис. 3.18). Общая концентрация пыльцы и спор в торфянике Алкан Крик была в несколько раз выше с 4700 до 3400 л.н., когда постепенно увеличивалось содержание тяжелого изотопа азота в прибрежном отложении (Рис. 4.1). Вероятно, что в период, когда колония морских птиц была наиболее многочисленной (4600-3000 л.н.), птицы приносили морской азот на всю территорию острова с разной интенсивностью, что не сказалось на составе растительных сообществ на удалении от берега (Рис. 3.19). При этом,  $\delta^{13}\text{C}$  значительно увеличился в торфянике Алкан Крик после интенсификации воздействия морских птиц и даже после его снижения, т. е. биомасса растительных сообществ и накопление углерода были более стабильными в глубине острова, чем на побережье. В отложении резко увеличилось C/N на фоне увеличения локального увлажнения и наступления неогляциала, что может свидетельствовать об эпизоде интенсивного накопления биомассы как в результате воздействия локальных условий, так и климата. В торфянике Илиулиук, расположенном в 4 км от побережья бóльшего по размеру о. Уналашка, влияние птиц никак не отразилось ни на составе растительных сообществ, ни на через процессах формирования торфа в течение голоцена. Кроме того, восточная часть гряды была заселена в самом начале голоцена, что также могло быть причиной отсутствия влияния морских птиц на таком удалении от берега моря.

В отложениях с островов Умнак, Атка, Адак и Атту не измеряли динамику показателя  $\delta^{15}\text{N}$  в течение голоцена, и только по составу спорово-пыльцевых спектров возможно предположить влияние колоний морских птиц на растительность. По скорости накопления торфа и расположению отложения относительно берега моря, можно предположить, что морские птицы могли влиять на растительность о. Атка (Рис. 4.6; Heusser, 1990). Спектры содержали пыльцу *Ariaceae* и *Roaceae* около 9500 л.н. без участия спор *Polypodiaceae*, как в прибрежном торфянике на о. Шемья.

Относительно высокое участие спор *L. clavatum* может свидетельствовать о том, что спектры этого времени представляют относительно невысокие тундровые сообщества, а не орнитогенные.

В прибрежных экосистемах западных и восточных островов появление колоний морских птиц, которое мы регистрировали по увеличению значений  $\delta^{15}\text{N}$ , приводило к смене первичных кустарничковых тундр на сообщества с доминированием травянистых растений. Увеличение интенсивности отложения гуано на о. Шемья до 9-10‰ привело к формированию орнитогенной растительности с доминированием зонтичных. В результате сокращения воздействия морских птиц около 3000 л.н. в сообществах вместе с зонтичными стали доминировать злаки, что сходно с современной орнитогенной растительностью на островах Булдырь и Медный. Дальнейшее сокращение численности морских птиц привело к распространению на побережье о. Шемья осоковых тундр. Кустарничковые тундры не возобновились на побережье острова, как это отмечено при современных изучениях орнитогенной растительности островов. В результате умеренного привноса гуано ( $\delta^{15}\text{N}$  не превышало 5 ‰) в течение 5000 лет, на побережье о. Карлайл существовали осоковые тундры не сменявшиеся ни орнитогенной растительностью, ни кустарничковыми тундрами. Увеличение привноса морского азота в результате увеличения численности морских птиц на периоды длительностью менее 700 лет не вызывало возникновения орнитогенной растительности. В обоих случаях, дополнительный привнос биогенных элементов в бедные наземные экосистемы островов приводил к смене первичных кустарничковых сообществ на травяные, а возникающая на их месте растительность была нечувствительна к региональным климатическим сдвигам.

#### **4.5 Антропогенное влияние на растительность Алеутских островов**

В предыдущем разделе мы рассмотрели влияние на растительность островов Командорско-Алеутской гряды крупных колоний морских птиц, которые оказывали особенное воздействие на тех островах, где в течение голоцена не было наземных хищников. Однако для тех птиц, которые гнездятся на поверхности земли и в относительно доступных местообитаниях, человек также является потенциальной угрозой. Древние алеуты, которые населяли регион Берингова моря в течение

голоцена, были морскими охотниками, которые помимо морских млекопитающих и рыб охотились на морских птиц. Это подтверждается этнографическими данными за последние 280 лет и археологическими находками (Hrdlicka, et al., 1945; Lefevre et al., 2010; Krylovich et al., 2019). Алеуты употребляли птиц в пищу, собирали их яйца, делали иглы из костей и одежду из шкур. В археологических памятниках были обнаружены как иглы, так и кости многочисленных видов птиц, в том числе со следами разделки. Мы предположили, что люди могли влиять на численность колоний морских птиц не только в результате интродукции песцов в 18 веке, но также и в процессе заселения островов в течение голоцена (Savinetsky et al., 2014). Изменения численности морских птиц на побережьях островов в свою очередь приводили к изменениям растительного покрова.

Результаты археологических исследований показали как минимум один эпизод влияния алеутов на численность морских птиц о. Карлайл. В археологическом памятнике в основании мыса, на котором расположен изученный торфяник CR-03/15, были обнаружены многочисленные остатки костей качурок около 400 л.н. (Krylovich et al., 2019). Однако в более молодом слое возрастом около 150 л.н., число костей качурок значительно уменьшилось. В торфянике CR-03/15 содержание  $\delta^{15}\text{N}$  после последнего слоя пепла увеличилось на несколько промилле, после чего вновь снизилось. Мы предположили, что алеуты покидали свои поселения после вулканических извержений, в результате чего на побережье о. Карлайл успела восстановиться колония качурок. Качурки - это небольшие птицы из отряда трубконосые, которые устраивают гнезда в норах на небольшой глубине. Поскольку гнезда качурок легко доступны, колония просуществовала небольшое время, пока люди не вернулись на побережье о. Карлайл. Мы предположили, что после извержения CR-02 около 1050 л.н. алеуты также покидали свое поселение как минимум на 300 лет, в результате чего на мысе сформировалась крупная колония морских птиц, так как  $\delta^{15}\text{N}$  поднималась до максимальных значений (13,6‰) (Рис. 3.9). Через 300 лет люди вернулись на остров, и численность колоний птиц вновь сократилась, о чем свидетельствует снижение содержания тяжелого изотопа азота. Оба увеличения численности колоний морских птиц и их влияния на торфяное отложение не привели к изменениям состава спорово-пыльцевых спектров (Рис. 3.11). Значения  $\delta^{15}\text{N}$  поднимались выше 9-10‰ на 300 лет, и этого было недостаточно для изменения растительного покрова о. Карлайл и формирования орнитогенной растительности.

Мы также предполагаем, что о. Карлайл был открыт древними алеутами гораздо раньше, чем свидетельствуют имеющиеся археологические данные. По археологическим свидетельствам Четырехсопочные о-ва, к которым относится о. Карлайл, были заселены с 3000 л.н. (Hatfield et al., 2019; Krylovich et al., 2019), т. е. значительно позже, чем расположенные западнее Андреяновские о-ва, заселенные около 7000-6000 л.н. Высокие значения  $\delta^{15}\text{N}$  на ранних этапах формирования отложения CR-03/15 и переход от кустарничковой к более продуктивной травяной тундре мог быть связан с влиянием колоний морских птиц (Рис. 3.9, 3.11). Около 6900 л.н. содержание тяжелого изотопа азота резко снизилось (Рис. 3.9), что могло произойти в результате освоения острова древними алеутами и частичного истребления ими морских птиц. Участие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы *Urtica* и *Cichorium* с 7000-6000 л.н. также может подтверждать более раннее освоение острова, поскольку эти типы считаются индикаторами антропогенного воздействия (Behre, 1981; Рис. 3.11). Участие *Cichorium* увеличивалось в периоды наиболее интенсивного воздействия людей на экосистемы о. Карлайл. Так как на протяжении почти 5000 лет значения  $\delta^{15}\text{N}$  оставались относительно стабильным и выше 0‰, мы предполагаем, что птицы продолжали оказывать воздействие на торфяник, но с меньшей интенсивностью (Рис. 3.9). С появлением поселений около 3000 л.н., обнаруженных в результате археологических раскопок, изотопный сигнал не изменился, что может быть подтверждением того, что люди заселили Четырехпочные о-ва гораздо раньше. Умеренное воздействие морских птиц, численность которых контролировалась человеком, не привело к формированию орнитогенной растительности, однако поддержало существование продуктивной травяной тундры, которая не сменилась вересковой тундрой даже в результате наступления неогляциала.

Растительность побережья о. Шемья также оказалась подвержена опосредованному антропогенному влиянию через сокращение колоний морских птиц. По археологическим данным, остров точно был заселен около 2100-2000 л.н. однако снижение значений  $\delta^{15}\text{N}$  началось еще 3000 л.н. (Рис. 3.23). Поскольку остров небольшого размера и высоты, на нем оказалось недостаточно укрытий для того чтобы поддержать существование каких-то видов морских птиц после заселения. Это также подтверждается видовым составом костей птиц в археологических памятниках: в более древнем из них преобладали кости птиц, гнездящихся на острове, тогда как в более

молодых - кости птиц, которых алеуты добывали в море во время охоты (Lefevre et al., 2010). Интересно, что даже на таком небольшом острове как Шемья сокращение влияния птиц происходило в течение 600 лет, прежде чем орнитогенная растительность сменилась травяной тундрой.

Другой причиной сокращения размера колоний морских птиц, могло быть изменение климата. Обусловленность динамики популяций морских птиц климатическими изменениями показана в различных регионах, включая атлантическое побережье Канады (Diamond, Devlin, 2003) и Берингово море (Springer et al., 2007). Репродуктивный успех птиц может зависеть от декадной динамики океанического климата (Bond, 2011), температуры в зимне-весенний период (Sydeman et al., 2017), в результате чего с наступлением похолодания во время неогляциала для морских птиц уменьшалась вероятность успешно размножиться. С другой стороны, для Берингова моря обнаружено увеличение продуктивности морских экосистем с похолоданием (Anderson et al., 2005), что наоборот должно было способствовать увеличению кормовой базы и, как следствие, увеличению размера колоний. Без детальных исследований жизненных стратегий птиц на островах Командорско-Алеутской гряды на данный момент затруднительно связывать динамику их численности с климатическими показателями.

На самых восточных из изученных островов гряды, заселенных около 9000-8000 л.н., появление первых поселений древних алеутов не привело к изменению состава спорово-пыльцевых спектров и растительности (Приложение 1; Рис. 3.4). На Шумагинских о-вах и на ближайшем к ним побережье Аляски в спорово-пыльцевых спектрах не отмечены индикаторы орнитогенной растительности, несмотря на достаточно близкое расположение торфяников к берегу моря (Heusser, 1983). Последние сотни лет, с тех пор как Алеутские о-ва были открыты в 1741 году, занимают слои торфа мощностью от 4 до 30 см в изученных в рамках данной работы торфяных отложениях. Спорово-пыльцевые спектры, попавшие в этот промежуток, немного отличаются от предыдущих слоев по составу доминантов, однако это не закономерные отличия вдоль гряды, которые могут быть обусловлены разницей во временном разрешении образцов для СПА на различных островах, а не усилением антропогенной нагрузки.

На сходных с Алеутскими о-вами Фарерских о-вах антропогенное воздействие также было ограничено территориями, прилегающими к жилищам (Lawson et al. 2008).

Люди влияли на формирование торфяников, но практически не оказывали воздействия на растительность этих островов (Pokorny et al., 2018). Древние алеуты также практически не оказывали заметного воздействия на наземные экосистемы островов. Однако в пределах прибрежных сообществ, люди оказывали воздействие на динамику популяций морских птиц, и таким образом опосредованно влияли на состав и смены растительных сообществ. В последние десятилетия по всему миру наблюдается сокращение колоний морских птиц (Duda et al., 2021), в результате которого может значительно измениться облик многих островов, наземные экосистемы которых получают дополнительные биогенные элементы благодаря гуано.

Открытие и освоение островов гряды древними алеутами приводило к изменению численности морских птиц, гнездящихся на побережье островов. В результате охоты на морских птиц, интенсивность привноса биогенных элементов с их гуано сократилась, что вызвало существенные изменения состава и продуктивности растительных сообществ. Таким образом, в случае прибрежных экосистем, древние люди опосредованно вызвали значительные изменения растительности. Кроме того, по снижению значений  $\delta^{15}\text{N}$  в прибрежных торфяниках можно сделать вывод о более раннем заселении островов Карлайл и Шемья, чем это на данный момент известно по археологическим данным. Антропогенное влияние не прослеживается в удаленных от берега растительных сообществах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ранние этапы истории растительности Алеутских островов определялись местоположением в пределах острова. Наиболее заметно отличались между собой прибрежные и удаленные от берега местообитания. Кустарничковые тундры, формировались на побережье как восточных, так и западных островов. В удаленных от берега местообитаниях преобладали растительные сообщества с доминированием травянистых растений. Более благоприятные условия раннего голоцена не привели к увеличению скорости роста торфяных отложений, как это происходило в случае материковых торфяников. Отличие прибрежных и удаленных от берега местообитаний проявилось в различии динамики растительных сообществ на протяжении всего голоцена. Растительный покров прибрежных местообитаний практически не зависел от климатических сдвигов, поскольку его состав определялся интенсивностью привноса биогенных элементов с гуано морских птиц. Кустарничковые тундры, устойчивые к воздействию сильного ветра и высокому дренированию субстрата, сменялись травяными сообществами в результате воздействия морских птиц различной интенсивности. При увеличении привноса морского азота в течение более чем 650 лет формировались орнитогенные растительные сообщества с доминированием зонтичных и злаков. Постоянное воздействие умеренной интенсивности в течение тысяч лет не приводило к формированию орнитогенной растительности, как и интенсивные воздействия продолжительностью менее 650 лет. Влияние птиц не затрагивало изученные торфяные отложения, расположенные вдали от берега. Потепление климата 7000-5000 л.н. привело к заболачиванию удаленных от берега местообитаний западных островов в результате разрастания сфагновых мхов, но никак не сказалось на скорости роста торфяников. В центральной части гряды этот период не повлиял на растительность, поскольку она оказалась более чувствительной к вулканическим извержениям, которые приводили к регулярным заболачиваниям и изменениям состава сообществ. В восточной части гряды выпадение пеплов также приводило к увеличению локального увлажнения, однако растительность в большей степени реагировала на региональные климатические сдвиги - в результате уменьшения влажности климата в составе сообществ увеличивалось участие злаков. Пеплы мощностью от 10 до 20 см вызывали увеличение мозаичности растительного покрова из-за его фрагментарного заболачивания. Похолодание в период неогляциала,

начавшегося около 3000 л.н. привело к преобладанию кустарниковых тундр с доминированием вересковых на западных островах гряды и злаковых тундр на восточных. Малый ледниковый период привел к наиболее заметному изменению ботанического состава торфа на изученных островах. Антропогенное влияние не сказалось на удаленной от берега растительности во всех частях гряды, однако опосредованно вызвало значительные изменения состава прибрежных растительных сообществ. Таким образом, не подтвердилось выдвинутое ранее предположение об определяющем влиянии вулканической активности на растительность островов Командорско-Алеутской гряды, а локальные условия в большей степени повлияли на различие динамики прибрежных и удаленных от берега растительных сообществ.

#### **Перспективы для дальнейшей разработки темы:**

Следующим важным этапом в разработке темы может стать реконструкция растительности на Командорских островах, являющихся частью Командорско-Алеутской гряды, но отличающихся заметно меньшим количеством выпадающих в течение года осадков. Кроме того, растительность Командорских островов не подвергалась антропогенному воздействию вплоть до 18 века. В этой связи необходимо также реконструировать растительность небольших островов Хог и Анангула, расположенных в восточной части гряды, на которых находятся самые древние свидетельства заселения гряды алеутами в начале голоцена. Закономерным этапом исследования станет установление изотопной подписи злаков и осок в местообитаниях с различным локальным увлажнением. Далее необходимо изучить влияние климатических условий на ранние этапы формирования торфяных отложений, для чего необходимо исследовать относительно молодые торфяные отложения на предмет выявления диагенетических процессов. С одной стороны, новые отложения позволят получить более полную картину динамики растительности Алеутских островов в течение голоцена. С другой стороны, большее число реконструкций позволит строить регрессионные модели для количественной оценки вклада рассмотренных выше факторов и для предсказания дальнейших изменений растительного покрова. Существенное улучшение интерпретации уже полученных и дальнейших результатов неразрывно связано с изучением современного пыльцевого дождя и поверхностных спектров в различных типах растительного покрова в пределах одного острова.

## ВЫВОДЫ

1. Изученные торфяные отложения островов Командорско-Алеутской гряды сложены торфом осокового типа. Исходя из отсутствия значимых положительных корреляций между  $\delta^{13}\text{C}$  и C/N, отложения на протяжении большей части своего формирования не были подвержены диагенетическим процессам, что позволяет использовать их для реконструкции динамики локального увлажнения.
2. Положение торфяных отложений в рельефе в большей степени, чем климат определяло динамику их локального увлажнения, реконструированную по  $\delta^{13}\text{C}$ .
3. Согласно спорово-пыльцевым данным, прибрежные и удаленные от берега растительные сообщества и их динамика отличались друг от друга сильнее, чем в разных частях гряды.
4. В удаленных от берега моря местообитаниях, смены растительных сообществ в большей степени определялись климатическими изменениями, чем локальным увлажнением или вулканической активностью. Наиболее заметно в истории растительности проявился период похолодания, начавшийся около 3000 л.н.
5. На восточных островах гряды вулканическая активность не вела к сменам растительных сообществ. Выпадение череды пеплов приводило к увеличению локального увлажнения, что вызывало мозаичное заболачивание местообитаний, а не значительные изменения состава растительности. На центральных островах растительный покров изменялся чаще, чем в восточной части гряды, из-за большего влияния пеплов на растительность и локальное увлажнение.
6. В результате привноса биогенных элементов с гуано морских птиц (о чем свидетельствует увеличение  $\delta^{15}\text{N}$ ) на месте кустарничковых тундр формировались травяные сообщества. При длительном (более 650 лет) и интенсивном воздействии птиц формировались специфические орнитогенные сообщества с доминированием зонтичных и злаков.
7. Умеренное воздействие птиц на протяжении тысячелетий не приводило к возникновению специфических орнитогенных сообществ, как и интенсивные воздействия в течение нескольких сотен лет. После сокращения численности

морских птиц вересковые кустарнички не возвращались в состав растительных сообществ в течение сотен и тысяч лет.

8. В процессе постепенного заселения островов Командорско-Алеутской гряды, древние алеуты сокращали или полностью уничтожали колонии морских птиц, вызывая, таким образом, заметные изменения прибрежной растительности.

**СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Александрова, В. Д. Метод изучения структуры популяций, слагающих сообщество / В. Д. Александрова // Полевая геоботаника / под ред. Е. М. Лавренко, А. Г. Корчагина. – М.-Л.: Наука. – 1964. – С. 420-421.
2. Арсланов, Х. А. Радиоуглерод. Геохимия и геохронология / Х. А. Арсланов. – Л.: изд-во Ленинградского университета, 1987. – 300 с.
3. Бреслина, И. П. Растения и водоплавающие птицы морских островов Кольской Субарктики / И.П. Бреслина. – Л.: Наука, 1987. – 199 с.
4. Булочникова, А. С. Морфотектоника Алеутской островной дуги: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25 / Анна Сергеевна Булочникова – М., 2013. – 186 с.
5. Васильев, В. Н. Флора и палеогеография Командорских островов / В. Н. Васильев. – М.; Л.: Изд-во Академии наук, 1957. – 260 с.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 10. Берингово море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия / под ред. Ф. С. Терзиева. – СПб: Гидрометеоиздат, 1999. – 300 с.
7. Елина, Г. А. Динамика растительности северо-запада Кольского полуострова в голоцене / Г. А. Елина, Л. В. Филимонова // Ботанический журнал – 2000. – Т. 85. – № 9. – С. 34-55.
8. Зазовская, Э. П. Радиоуглеродное датирование-современное состояние, проблемы, перспективы развития и использование в археологии / Э. П. Зазовская // Вестник археологии, антропологии и этнографии. – 2016. – № 1 (32). – С. 151-164.
9. Захарихина, Л. В. Скорость голоценового торфонакопления в условиях Камчатки / Л. В. Захарихина // Почвоведение. – 2014. – №6. – С. 670-676.
10. Захарихина, Л. В. Особенности геохимической трансформации естественных почв и повышение продуктивности агроценозов при поступлении продуктов вулканических извержений / Л. В. Захарихина, Ю. С. Литвиненко, Н. И. Ряховская, В. В. Гайнатулина, Н. Ю. Аргунеева, М. А. Макарова // Вулканология и сейсмология. – 2016. – № 3. – С. 57-57.
11. Захарихина, Л. В. Радиогеохимия почв Камчатки / Л. В. Захарихина, Ю. С. Литвиненко // Почвоведение. – 2016. – № 1. – С. 19.

12. Зубкова, З. Н. Алеутские острова / З. Н. Зубкова. – М.: Географгиз, 1948. – 288 с.
13. Иванов, А. В. Почвы острова Беринга: автореф. дис. ... канд. биол. наук: 03.00.27 / Антон Валерьевич Иванов. – М., 2001. – 22 с.
14. Иванов, А. В. Минералогия почв острова Беринга (Командорские острова) / А. В. Иванов, В. В. Иванов С. А. Шоба // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. – 2002. – № 2. – С. 8-12.
15. Иванов, А. Н. Орнитогенные геосистемы островов Северной Пацифики / А. Н. Иванов. – М.: Научный мир, 2013. – 240 с.
16. Иванов, А. Н. Болотные экосистемы Командорских островов / А. Н. Иванов, П. Д. Орлова // Тезисы докладов XV Международной научной конференции «Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей». – 2014. – Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. – С. 266-270.
17. Иванов, А. Н. Зоогенные геосистемы в береговой зоне острова Беринга (Командорские острова) / А. Н. Иванов, П. Д. Орлова // Тезисы докладов XIV Международной научной конференции «Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей». – 2013. – Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. – С. 347-350.
18. Ивлев, А. М. Почвы Сахалина / А. М. Ивлев. – М.: Наука, 1965. – 116 с.
19. Кирьянов, В. Ю. Вулканические пеплы на о-ве Беринга (Командорские острова) от голоценовых извержений Камчатки / В. Ю. Кирьянов, И. А. Егорова С. Н. Литасова // Вулканология и сейсмология. – 1986. – № 6. – С. 18-28.
20. Киселева, Н. К. Развитие природных процессов на западе Алеутской гряды в голоцене / Н. К. Киселева, А. Б. Савинецкий, Б. Ф. Хасанов, // Известия РАН. Серия географическая. – 2002. – № 1. – С. 97-103.
21. Колесник, И. В. Инфракрасная спектроскопия. Методическая разработка. Московский государственный университет им. МВ Ломоносова. Факультет наук о материалах / И. В. Колесник, Н. Н. Самолетова. – М.: МГУ, 2011. – 88 с.
22. Крестов, П. В. Растительный покров Командорских островов / П. В. Крестов // Ботанический журнал. – 2004. – Т. 89. – № 11. – С. 1740-1762.
23. Крылович, О. А. Динамика фауны позвоночных Командорско-Алеутской островной гряды в среднем и позднем голоцене: дис. ... канд. биол. наук: 03.02.08. / Ольга Александровна Крылович. – М., 2013. – 160 с.

24. Куликова, Г. Г. Краткое пособие к ботаническому анализу торфа / Г. Г. Куликова. – М: Изд-во Моск. ун-та, 1974. – 94 с.
25. Макаров, М. И. Роль микоризы в трансформации соединений азота в почве и в азотном питании растений (обзор) / М. И. Макаров // Почвоведение. – 2019. – № 2. – С. 220-233.
26. Моргун, Е. Г. Возможности и проблемы использования методов геохимии стабильных изотопов углерода в почвенных исследованиях (обзор литературы) / Е. Г. Моргун, И. В. Ковда, Я. Г. Рысков, С. А. Олейник // Почвоведение. – 2008. – № 3. – С. 299-310.
27. Мочалова, О. А. Растительность в зоогенных местообитаниях на Командорских островах / О. А. Мочалова // Сибирский экологический журнал. – 2008. – Т. 15. – № 2. – С. 293-301.
28. Мочалова, О. А. Флора Командорских островов / О. А. Мочалова, В. В. Якубов. – Владивосток: БПИ ДВО РАН, 2004. – 120 с.
29. Нешатаева, В. Ю. Растительность полуострова Камчатка / В. Ю. Нешатаева. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2009. – 537 с. – 2009.
30. Одум, Ю. Экология: в 2 томах / Ю. Одум. – М.: Мир, 1986. – 461 с.
31. Пономарева, Е. О. Общая физико-географическая характеристика Командорских островов / Е. О. Пономарева, Л. Б. Исаченкова // Природные ресурсы Командорских островов. М. – 1991. – С. 17-29.
32. Разжигаева, Н. Г. Роль климата и природных катастроф в развитии ландшафтов о. Матуа (Центральные Курилы) в позднем голоцене / Н. Г. Разжигаева, Л. А. Ганзей, Т. А. Гребенникова, Л. М. Мохова, Х. А. Арсланов, А. В. Рыбин, А. В. Дегтерев // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2015. – № 3. – С. 71-80.
33. Разжигаева, Н. Г. Луговые ландшафты Южных Курил: происхождение, возраст и развитие / Н. Г. Разжигаева, Л. А. Ганзей, Л. М. Мохова, Н. Ф. Пшеничникова // География и природные ресурсы. – 2011. – № 3. – С. 96-104.
34. Сладков, А. Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ / А. Н. Сладков. – М.: Наука, 1967. – 275 с.
35. Смит, А. Прикладная ИК-спектроскопия / А. Смит. – М.: Мир, 1982. – 327 с.
36. Тарасевич, Б. Н. Основы ИК спектроскопии с преобразованием Фурье. Подготовка проб в ИК спектроскопии / Б. Н. Тарасевич. – М.: МГУ, 2012. – 22 с.

37. Тахтаджян, А. Л. Флористические области Земли / А. Л. Тахтаджян. – Л.: Наука, 1978. – 247 с.
38. Толмачев, А. И. Проблемы флорогенеза / А. И. Толмачев. – Новосибирск: Наука, 1986. – 192 с.
39. Тюремнов, С. Н. О разрушении пыльцы древесных пород в различных условиях водно-минерального режима / С. Н. Тюремнов, Н. А. Березина // Вестник МГУ. Серия 16 Биология. – 1965. – С. 62-71.
40. Филимонова, Л. В. Динамика растительности среднетаежной подзоны Карелии в позднеледниковье и голоцене (палеоэкологические аспекты): дис. ... канд. биол. наук: 03.00.05. / Людмила Владимировна Филимонова. – Петрозаводск, 2005. – 200 с.
41. Шмидт, В. М. Сравнение систематической структуры флор Хоккайдо, Сахалина, Камчатки, Курильских, Командорских и Алеутских островов / В. М. Шмидт // Ботанический журнал – 1975. – Т. 60. – № 9. – С. 1225-1237.
42. Шоба, С. А. Специфика холодного гумидного почвообразования на Командорских островах / С. А. Шоба, А. В. Иванов // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. – 2011. – № 4. – С. 3-11.
43. Юрцев, Б. А. Гипоарктический ботанико-географический пояс и происхождение его флоры. XIX Комаровские чтения / Б. А. Юрцев. – М.-Л.: Наука, 1966. – 94 с.
44. Amundsen, C. C. Dynamics of the terrestrial ecosystem vegetation of Amchitka Island, Alaska / C. C. Amundsen, E. E. C. Clebsch // Bioscience. – 1971. – V. 21. – № 12. – P. 619-623.
45. Amundsen, C. C. Dynamics of the recovery of damaged tundra vegetation: preliminary results of revegetation experiments of maritime tundra with *Elymus mollis* on Adak Island, Alaska. Progress report No. DOE/EV/04180-9 / C. C. Amundsen, R. A. McCord. – Tennessee University, Knoxville (USA), 1982. – 39 p.
46. Anderson, L. Regional atmospheric circulation change in the North Pacific during the Holocene inferred from lacustrine carbonate oxygen isotopes, Yukon Territory, Canada / L. Anderson, M. B. Abbott, B. P. Finney, S. J. Burns // Quaternary Research. – 2005. – V. 64. – № 1. – P. 21-35.
47. Lynn, D. L. Alaska Climate Summaries: A Compilation of Long-term Means and Extremes at 478 Alaskan Stations. Alaska Climate Center technical note No. 5 / D. L.

- Lynn. – Arctic Environmental Information and Data Center, University of Alaska Anchorage, 1989. – 478 p.
48. Artz, R. R. FTIR spectroscopy can be used as a screening tool for organic matter quality in regenerating cutover peatlands / R. R. Artz, S. J. Chapman, A. J. Robertson, J. M. Potts, F. Laggoun-Défarge, S. Gogo, L. Comont, et al. // *Soil Biology and Biochemistry*. – 2008. – V. 40. – № 2. – P. 515-527.
49. Baes, A. U. Diffuse reflectance and transmission Fourier transform infrared (DRIFT) spectroscopy of humic and fulvic acids / A. U. Baes, P. R. Bloom // *Soil Science Society of America Journal*. – 1989. – V. 53. – № 3. – P. 695-700.
50. Bailey E. P. Introduction of Foxes to Alaskan Islands – History, Effects on Avifauna, and Eradication. U.S. Wildlife Service Resource Publication 193 / E. P. Bailey. – Washington, D.C.: U.S. Department of the Interior, Fish and Wildlife Service, 1993. – 53 p.
51. Bailey, H. L. Synoptic scale controls on the  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation across Beringia / H. L. Bailey, D. S. Kaufman, A. C. Henderson, M. J. Leng // *Geophysical Research Letters*. – 2015. – V. 42. – № 11. – P. 4608-4616.
52. Bailey, H. L. Holocene atmospheric circulation in the central North Pacific: A new terrestrial diatom and  $\delta^{18}\text{O}$  dataset from the Aleutian Islands / H. L. Bailey, D. S. Kaufman, H. J. Sloane, A. L. Hubbard, A. C. Henderson, M. J. Leng, H. Meyer, et al. // *Quaternary Science Reviews*. – 2018. – V. 194. – P. 27-38.
53. Bank T. P. Biological succession in the Aleutians / T. P. Bank // *Pacific Science*. – 1953. – V. 7. – № 4. – P. 493-503.
54. Barclay, D. J. Holocene glacier fluctuations in Alaska / D. J. Barclay, G. C. Wiles, P. E. Calkin // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – V. 28. – № 21-22. – P. 2034-2048.
55. Behre, K. E. The interpretation of anthropogenic indicators in Pollen Diagrams / K. E. Behre // *Pollen et Spores*. – 1981. – V. 23. – P. 225-245.
56. Bergstrom, D. M.  $^{15}\text{N}$  natural abundance of fossil peat reflects the influence of animal-derived nitrogen on vegetation / D. M. Bergstrom, G. R. Stewart, P. M. Selkirk, S. Schmidt // *Oecologia*. – 2002. – V. 130. – № 2. – P. 309-314.
57. Biester, H. Comparison of different methods to determine the degree of peat decomposition in peat bogs / H. Biester, K. H. Knorr, J. Schellekens, A. Basler, Y. M. Hermanns // *Biogeosciences*. – 2014. – V. 11. – № 10. – P. 2691-2707.

58. Birks, H. J. B. Fifty years of Quaternary pollen analysis in Fennoscandia 1954–2004 / H. J. B. Birks // *Grana*. – 2005. – V. 44. – № 1. – P. 1-22.
59. Birks, H. H. Future uses of pollen analysis must include plant macrofossils / H. H. Birks, H. J. B. Birks // *Journal of biogeography*. – 2000. – P. 31-35.
60. Black, R. F. Geology and ancient Aleuts, Amchitka and Umnak Islands, Aleutians / R. F. Black // *Arctic Anthropology*. – 1974. – P. 126-140.
61. Black, R. F. Isostatic, tectonic, and eustatic movements of sea level in the Aleutian Islands, Alaska / R. F. Black // *Earth Reology, Isostasy, and Eustasy* / ed. by N.-A. Moerner. – John Wiley & Sons, 1980. – P. 231-248.
62. Black, R. F. Late quaternary glacial events, Aleutian islands, Alaska / R. F. Black // *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. International Geological Correlation Program, Project 73-1-24, Report 3* / ed. by D. J. Easterbrook, V. Sibrava. – Bellingham-Prague, 1976. – P. 285-301.
63. Boggs, K. *Vegetation Map and Classification: Southern Alaska and Aleutian Islands – Second Edition* / K. Boggs, L. Flagstad, T. Boucher, T. Kuo, M. Aisu, J. Tande, J. Michaelson. – Alaska: Alaska Center for Conservation Science, University of Alaska Anchorage, 2016. – 97 p.
64. Bond, A. L. Trace element concentrations in feathers of flesh-footed shearwaters (*Puffinus carneipes*) from across their breeding range / A. L. Bond, J. L. Lavers // *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*. – 2011. – V. 61. – № 2. – P. 318-326.
65. Broadman, E. Reconstructing postglacial hydrologic and environmental change in the eastern Kenai Peninsula lowlands using proxy data and mass balance modeling / E. Broadman, D. S. Kaufman, R. S. Anderson, S. Bogle, M. Ford, D. Fortin, A. C. Henderson, et al. // *Quaternary Research*. – 2022. – P. 1-26.
66. Broadman, E. Multi-proxy evidence for millennial-scale changes in North Pacific Holocene hydroclimate from the Kenai Peninsula lowlands, south-central Alaska / E. Broadman, D. S. Kaufman, A. C. Henderson, E. E. Berg, R. S. Anderson, M. J. Leng, S. A. Stahnke, et al. // *Quaternary Science Reviews*. – 2020. – V. 241. – P. 106420.
67. Broder, T. Peat decomposition records in three pristine ombrotrophic bogs in southern Patagonia / T. Broder, C. Blodau, H. Biester, K. H. Knorr // *Biogeosciences*. – 2012. – V. 9. – № 4. – P. 1479-1491.

68. Brown, S. K. Global volcanic hazards and risk / S. K. Brown, R. S. J. Sparks, K. Mee, C. Vye-Brown, E. Ilyinskaya, S. F. Jenkins, S. C. Loughlin // Country and regional profiles of volcanic hazard and risk / ed. by S. C. Loughlin, R. S. J. Sparks, S. K. Brown, S. F. Jenkins, C. Vye-Brown. – Cambridge University Press, 2015. – P. 173-223.
69. Bunting, M. J. Vegetation history of Orkney, Scotland; pollen records from two small basins in west Mainland / M. J. Bunting // *New Phytologist*. – 1994. – V. 128. – № 4. – P. 771-792.
70. Byers, F. M. Jr. Geology of Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska / F. V. Byers Jr. // *United States Geological Survey Bulletin*. – 1959. – V. 1028. – P. 267-369.
71. Byrd, G. V. Vascular vegetation of Buldir Island, Aleutian Islands, Alaska, compared to another Aleutian Island / G. V. Byrd // *Arctic*. – 1984. – P. 37-48.
72. Byrd, G. V. Changes in marine bird and mammal populations on an active volcano in Alaska / G. V. Byrd, G. J. Divoky, E. P. Bailey // *The Murrelet*. – 1980. – V. 61. – № 2. – P. 50-62.
73. Byrd, G. V. Recovery program for the endangered Aleutian Canada Goose / G. V. Byrd, P.F. Springer // *Transactions of the Western Section of the Wildlife Society*. – 1976. – V. 12. – P. 65-73.
74. Caissie, B. E. Last Glacial Maximum to Holocene sea surface conditions at Umnak Plateau, Bering Sea, as inferred from diatom, alkenone, and stable isotope records / B. E. Caissie, J. Brigham-Grette, K. T. Lawrence, T. D. Herbert, M. S. Cook // *Paleoceanography*. – 2010. – V. 25. – № 1.
75. Callaham, M. A. Jr. Stable isotope evidence for marine-derived avian inputs of nitrogen into soil, vegetation, and earthworms on the isle of Rum, Scotland, UK / M. A. Callaham Jr, K. R. Butt, C. N. Lowe // *European journal of soil biology*. – 2012. – V. 52. – P. 78-83.
76. Causey, D. The physical setting of Shemya Island / D. Causey, T. Corbett, D. Corbett // *The People at the end of the world: The Western Aleutian Project and Archaeology of Shemya Island* / ed. by D. Corbett, D. West, C. Lefèvre. – Anchorage: Aurora, 2010. – P. 55–69.

77. Caut, S. Seabird modulations of isotopic nitrogen on islands / S. Caut, E. Angulo, B. Pisanu, L. Ruffino, L. Faulquier, O. Lorvelec, J.-L. Chapuis, et al. // *PloS one*. – 2012. – V. 7. – № 6. – P. e39125.
78. Chambers, F. M. Considerations for the preparation of peat samples for palynology, and for the counting of pollen and non-pollen palynomorphs / F. M. Chambers, B. Van Geel, M. Van der Linden // *Mires and Peat*. – 2011. – V. 7. – № 11. – P. 1-14.
79. Coats, R. R. Geology of Buldir Island, Aleutian Islands, Alaska / R. R. Coats // *U.S. Geological Survey Bulletin*. – 1953. – V. 989-A. – P. 1-26.
80. Corbett, D. G. Two Chiefs' Houses from the Western Aleutian Islands / D. G. Corbett // *Arctic Anthropology*. – 2011. – V. 48. – № 2. – P. 3-16.
81. Corbett, D. The people at the end of the world: the Western Aleutian Project and the archaeology of Shemya / D. Corbett, D. West, C. Lefèvre // *Aurora Alaska Anthropological Association Monograph Series* / ed. by D. G. Corbett, D. L. West, C. Lefèvre. – Anchorage: Aurora, 2010. – P. 107-132.
82. Crawford, M. H. Unangan (Aleut) Migrations. / M. H. Crawford, S. Alden, R. E. David, K. Beaty // *Human Migration: Biocultural Perspectives* / ed. by M. L. Muñoz-Moreno, M. H. Crawford. – Oxford University Press, 2021. – P. 20-32.
83. Croll, D. A. Introduced predators transform subarctic islands from grassland to tundra / D. A. Croll, J. L. Maron, J. A. Estes, E. M. Danner, G. V. Byrd // *Science*. – 2005. – V. 307. – № 5717. – P. 1959-1961.
84. Daniëls, F. Phytosociological study of the dwarf shrub heath of Simeonof Wilderness, Shumagin Islands, Southwestern Alaska / F. J. A. Daniëls, S. S. Talbot, S. L. Talbot, W. B. Schofield // *Phytocoenologia*. – 2004. – V. 34. – № 3. – P. 465-489.
85. Daniëls, F. J. Geobotanical aspects of Simeonof Island, Shumagin Islands, Southwestern Alaska / F. J. Daniëls, S. S. Talbot, S. L. Talbot, W. B. Schofield, // *Ber. D. Reinh.-Tuxen-Ges.* – 1998. – V. 10. – P. 125-138.
86. Davidson, T. A. The history of seabird colonies and the North Water ecosystem: Contributions from palaeoecological and archaeological evidence / T. A. Davidson, S. Wetterich, K. L. Johansen, B. Grønnow, T. Windirsch, E. Jeppesen, J. Syväranta, et al. // *Ambio*. – 2018. – V. 47. – № 2. – P. 175-192.
87. Davis, R. S. Continuity and change in the eastern Aleutian archaeological sequence / R. S. Davis, R. A. Knecht // *Human Biology*. – 2010. – V. 82. – № 5/6. – P. 507-524.

88. Davis, R. First maritime cultures of the Aleutians / R. Davis, R. Knecht, J. Rogers // The Oxford Handbook of the Prehistoric Arctic / ed. by M. Friesen, O. Mason. – New York: Oxford University Press. – 2016. – P. 279-302.
89. Dawson, T. E. Using stable isotopes as indicators, tracers, and recorders of ecological change: some context and background / T. E. Dawson, R. T. Siegwolf // Stable Isotopes as Indicators of Ecological Change / ed. by T. E. Dawson, R. T. Siegwolf. – San Diego: Academic Press-Elsevier, 2007. – P. 1-18.
90. Demske, D. Atlas of pollen, spores and further non-pollen palynomorphs recorded in the glacial-interglacial late Quaternary sediments of Lake Suigetsu, central Japan / D. Demske, P. E. Tarasov, T. Nakagawa // Quaternary International. – 2013. – V. 290. – P. 164-238.
91. Diamond, A. W. Seabirds as indicators of changes in marine ecosystems: ecological monitoring on Machias Seal Island / A. W. Diamond, C. M. Devlin // Environmental monitoring and assessment. – 2003. – V. 88. – № 1. – P. 153-181.
92. Djobo, J. N. Y. Reactivity of volcanic ash in alkaline medium, microstructural and strength characteristics of resulting geopolymers under different synthesis conditions / J. N. Y. Djobo, A. Elimbi, H. K. Tchakoute, S. Kumar // Journal of Materials Science. – 2016. – V. 51. – № 22. – P. 10301-10317.
93. Drewes, H., Powers, H. A., Waldron, H. H., Gates, O., Lewis, R. Q., Coats, R. R., ... Barnett, H. F. Geology of Unalaska Island and adjacent insular shelf, Aleutian Islands, Alaska. – US Government Printing Office, 1949.
94. Duda, M. P. Categorizing the influences of two large seabird colonies on island freshwater ecosystems in the Northwest Atlantic Ocean / M. P. Duda, N. Michelutti, X. Wang, J. P. Smol // Hydrobiologia. – 2021. – V. 848. – № 4. – P. 885-900.
95. Dugmore, A. The role of vegetation cover and slope angle in tephra layer preservation and implications for Quaternary tephrostratigraphy / A. Dugmore, R. Streeter, N. Cutler // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2018. – V. 489. – P. 105-116.
96. Edwards, K. J. Vegetational response to tephra deposition and land-use change in Iceland: a modern analogue and multiple working hypothesis approach to tephropalynology / K. J. Edwards, A. J. Dugmore, J. J. Blackford // Polar Record. – 2004. – V. 40. – № 2. – P. 113-120.

97. Ellis, J. C. Marine birds on land: a review of plant biomass, species richness, and community composition in seabird colonies / J. C. Ellis // *Plant Ecology*. – 2005. – V. 181. – № 2. – P. 227-241.
98. Merritt, M. L. The Environmental of Amchitka Island, Alaska / ed. by M. L. Merritt, R. G. Fuller. Springfield. – Virginia: Technical Information Center Energy Research and Development Administration, 1977. – 686 p.
99. Everett, K. R. Composition and genesis of the organic soils of Amchitka Island, Aleutian Islands, Alaska / K. R. Everett // *Arctic and Alpine Research*. – 1971. – V. 3. – № 1. – P. 1-16.
100. Faegri, K. Textbook of pollen analysis / K. Faegri, J. Iversen/ ed. by K. Faegri, P. E. Kaland, K. Krzywinski. – Caldwell, New Jersey: The Blackburn Press, 1989. – 328 p.
101. Favorite, F. Oceanography of the subarctic Pacific region 1960-71 / F. Favorite, A. J. Dodimead, K. Nasu // *Bull. Int. North Pacific Comm.* – 1976. – V. 33. – P. 1-187.
102. Finney, B. P. Impacts of climatic change and fishing on Pacific salmon abundance over the past 300 years / B. P. Finney, I. Gregory-Eaves, J. Sweetman, M. S. Douglas, J. P. Smol // *Science*. – 2000. – V. 290. – № 5492. – P. 795-799.
103. Forbes, B. C. Revegetation of disturbed arctic sites: constraints and applications / B. C. Forbes, R. L. Jefferies // *Biological conservation*. – 1999. – V. 88. – № 1. – P. 15-24.
104. Gajewski, K. The Global Pollen Database in biogeographical and palaeoclimatic studies / K. Gajewski // *Progress in Physical Geography*. – 2008. – V. 32. – № 4. – P. 379-402.
105. Gajewski, K. Sphagnum peatland distribution in North America and Eurasia during the past 21,000 years / K. Gajewski, A. Viau, M. Sawada, D. Atkinson, S. Wilson // *Global Biogeochemical Cycles*. – 2001. – V. 15. – № 2. – P. 297-310.
106. Garrouette, M. D. Origins of varied floristic compositions in the western Aleutian and Northern Bering Sea Islands / M. D. Garrouette, S. M. Ickert-Bond // *Alaska Park Science*. – 2013. – V. 12. – № 1. – P. 70-79.
107. Garrouette, M. Biogeographic and anthropogenic correlates of Aleutian Islands plant diversity: A machine-learning approach / M. Garrouette, F. Huettmann, C. O.

- Webb, S. M. Ickert-Bond // *Journal of Systematics and Evolution*. – 2018. – V. 56. – № 5. – P. 476-497.
108. Gąsiorowski, M. Bird population changes reconstructed from isotopic signals of peat developed in a nutrient enriched tundra / M. Gąsiorowski, E. Sienkiewicz // *Science of the Total Environment*. – 2019. – V. 646. – P. 1359-1366.
109. Golodoff, S. Wildflowers of Unalaska Island: a guide to the flowering plants of an Aleutian island / S. Golodoff. – Fairbanks, Alaska: University of Alaska Press, 2003. – 217 p.
110. Google Earth (version 9.152.0.1 2021). URL: <https://earth.google.com/> (дата обращения 10.05.2022).
111. Griggs R. F. The Character of the Eruption as Indicated by its Effects on Nearby Vegetation / R. F. Griggs // *Ohio Journal of Science*. – 1919. – V. 19. – P. 173-209.
112. Tilia software (version 2.41. 2015). URL: <https://www.tiliait.com/download/> (дата обращения 10.05.2022).
113. Grishin, S. Y. Succession following the catastrophic eruption of Ksudach volcano (Kamchatka, 1907) / S. Y. Grishin, R. del Moral, P. V. Krestov, V. P. Verkholat // *Vegetation*. – 1996. – V. 127. – № 2. – P. 129-153.
114. Gurevitch, J. The ecology of plants. Second Edition / J. Gurevitch, S. M. Scheiner, G. A. Fox. – Sunderland, MA: Sinauer Associates Inc., 2006. – 574 p.
115. Wickham, H. ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis (Use R) / H. Wickham. – Springer, 2009. – 224 p.
116. Hanson, B.A. ChemoSpec: An R Package for Chemometric Analysis of Spectroscopic Data (package version 4.4.97) / B. A. Hanson // *Computer Science*. – 2017.
117. Harada, N. Holocene sea surface temperature and sea ice extent in the Okhotsk and Bering Seas / N. Harada, K. Katsuki, M. Nakagawa, A. Matsumoto, O. Seki, J. A. Addison, M. Finney, et al. // *Progress in Oceanography*. – 2014. – V. 126. – P. 242-253.
118. Haslett, J. A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies / J. Haslett, A. Parnell // *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*. – 2008. – V. 57. – № 4. – P. 399-418.

119. Hatfield, V. L. Material culture across the Aleutian archipelago / V. L. Hatfield // *Human Biology*. – 2010. – V. 82. – № 5/6. – P. 525-556.
120. Hatfield, V. L. Human resilience and resettlement among the Islands of Four Mountains, Aleutians, Alaska / V. L. Hatfield, K. Nicolaysen, D. L. West, O. A. Krylovich, K. M. Bruner, A. B. Savinetsky, D. D. Vasyukov, et al. // *Quaternary Research*. – 2019. – V. 91. – № 3. – P. 917-933.
121. Hatfield, V. At the foot of the Smoking Mountains: the 2014 scientific investigations in the Islands of the Four Mountains / V. Hatfield, K. Bruner, D. West, A. Savinetsky, O. Krylovich, B. Khasanov, D. D. Vasyukov, et al. // *Arctic Anthropology*. – 2016. – V. 53. – № 2. – P. 141-159.
122. Hedges, R. E. M. Radiocarbon dating by accelerator mass spectrometry / R. E. M. Hedges, J. A. J. Gowlett // *Scientific American*. – 1986. – V. 254. – № 1. – P. 100-107.
123. Hein, M. K. Aspects of the flora of Adak Island, Alaska: vascular plants / M. K. Hein // *Iowa State journal of research*. – 1976. – V. 51. – P. 39-58.
124. Heusser, C. J. 1960. Late-Pleistocene environments of North Pacific North America. Special Publication No. 35 / C. J. Heusser. – New York: American Geographical Society, 1960. – 308 p.
125. Heusser, C. J. Late Quaternary vegetation of the Aleutian Islands, southwestern Alaska / C. J. Heusser // *Canadian Journal of Botany*. – 1990. – V. 68. – № 6. – P. 1320-1326.
126. Heusser, C. J. Pollen diagrams from the Shumagin Islands and adjacent Alaska Peninsula, southwestern Alaska / C. J. Heusser // *Boreas*. – 1983. – V. 12. – № 4. – P. 279-295.
127. Heusser, C. J. Postglacial vegetation on Adak Island, Aleutian Islands, Alaska / C. J. Heusser // *Bulletin of the Torrey Botanical Club*. – 1978. – P. 18-23.
128. Heusser, C. J. Postglacial vegetation on Umnak Island, Aleutian Islands, Alaska / C. J. Heusser // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 1973. – V. 15. – № 4. – P. 277-285.
129. Heusser, C. J. Late-Quaternary climatic change on the American North Pacific coast / C. J. Heusser, L. E. Heusser, D. M. Peteet // *Nature*. – 1985. – V. 315. – № 6019. – P. 485-487.

130. Holland, K. M. A brief note on the significance of prehistoric dogs from the eastern Aleutian Islands / K. M. Holland // *Arctic Anthropology*. – 2004. – V. 41. – № 2. – P. 50-54.
131. Holmgren, A. Characterization of peat samples by diffuse reflectance FT-IR spectroscopy / A. Holmgren, B. Nordén // *Applied Spectroscopy*. – 1988. – V. 42. – № 2. – P. 255-262.
132. Hong, Y. T. A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a  $\delta^{13}\text{C}$  time series from peat cellulose / Y. T. Hong, Z. G. Wang, H. B. Jiang, Q. H. Lin, B. Hong, Y. X. Zhu, H. D. Li // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – V. 185. – №. 1-2. – P. 111-119.
133. Hopkins, D. M. *The Bering land bridge* / D. M. Hopkins. – Stanford University Press, 1967. – 495 p.
134. Hornibrook, E.R. Carbon-isotope ratios and carbon, nitrogen and sulfur abundances in flora and soil organic matter from a temperate-zone bog and marsh / E.R. Hornibrook, F.J. Longstaffe, W.S. Fyfe, Y. Bloom // *Geochemical journal*. – 2000. – V. 34. – № 3. – P. 237-245.
135. Hotes, S. Effects of volcanic activity on mire development: case studies from Hokkaido, northern Japan / S. Hotes, P. Poschlod, H. Takahashi // *The Holocene*. – 2006. – V. 16. – № 4. – P. 561-573.
136. Hrdlicka, A. *Aleutian and Commander Islands and their inhabitants* / A. Hrdlicka. – Philadelphia: The Wistar institute of anatomy and biology, 1945. – 630 p.
137. Martin, A. C. The Global Pollen Project: a new tool for pollen identification and the dissemination of physical reference collections / A. C. Martin, W. J. Harvey // *Methods in Ecology and Evolution*. – 2017. – V. 8. – P. 892–897.
138. PalDat – a palynological database. URL: <https://www.paldat.org/> (дата обращения 10.05.2022).
139. Hultén, E. Outline of the history of arctic and boreal biota during the Quaternary period / E. Hultén. – Stockholm; Bokforlagsaktiebolaget Thule, 1937. – 168 p.
140. Hultén, E. *Flora of Alaska and neighboring territories: a manual of the vascular plants* / E. Hultén. – Stanford University Press, 1968. – 998 p.

141. Hulten, E. Flora of the Aleutian Islands and Westernmost of Alaska Peninsula with notes on the flora of Commander Islands / E. Hultén. – 2nd edition. – New York: Hafner, 1960. – 376 p.
142. Ivanov, A. A pedogeographical view of volcanic soils under cold humid conditions: The commander islands / A. Ivanov, S. Shoba, P. Krasilnikov // Geoderma. – 2014. – V. 235. – P. 48-58.
143. Jicha, B. R. Revised age of Aleutian Island Arc formation implies high rate of magma production / B. R. Jicha, D. W. Scholl, B. S. Singer, G. M. Yogodzinski, S. M. Kay // Geology. – 2006. – V. 34. – № 8. – P. 661-664.
144. Jones, M.C. Climate and vegetation history from late-glacial and Holocene peat from the Kenai Peninsula, Alaska: a record of pollen, macrofossils, stable isotopes, and carbon storage: PhD dissertation / Mariam C. Jones. – Columbia University, 2008. – 158 p.
145. Jones, M. C. Late-glacial and Holocene  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  variation from a Kenai Peninsula, Alaska peatland / M. C. Jones, D. M. Peteet, R. Sambrotto // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2010. – V. 293. – № 1-2. – P. 132-143.
146. Jordan, J. W. Late Quaternary sea level change in Southern Beringia: postglacial emergence of the Western Alaska Peninsula / J. W. Jordan // Quaternary Science Reviews. – 2001. – V. 20. – № 1-3. – P. 509-523
147. Kalbitz, K. A comparative characterization of dissolved organic matter by means of original aqueous samples and isolated humic substances / K. Kalbitz, S. Geyer, W. A. Geyer // Chemosphere. – 2000. – V. 40. – № 12. – P. 1305-1312.
148. Karlstrom, T. N. V. 1964. Surficial geology of Alaska. U.S. Geological Survey. Miscellaneous Geologic Investigation Map I-357 / T. N. V. Karlstrom, H. W. Coulter, A. T. Fernald, J. R. Williams, D. M. Hopkins, T. L. Pewe, H. Drewes, et al. – Washington, 1964.
149. Kaufman, D. S. Holocene climate changes in eastern Beringia (NW North America) – A systematic review of multi-proxy evidence / D. S. Kaufman, Y. L. Axford, A. C. Henderson, N. P. McKay, W. W. Oswald, C. Saenger, R. S. Anderson, et al. // Quaternary Science Reviews. – 2016. – V. 147. – P. 312-339.

150. Khasanov, B. F. New data and synthesis of  $\Delta R$  estimates from the northern Pacific Ocean / B. F. Khasanov, B. Fitzhugh, T. Nakamura, M. Okuno, V. Hatfield, O. A. Krylovich, D. D. Vasyukov, et al. // *Quaternary Research*. – 2020. – P. 1-11.
151. Knecht, R. A. A prehistoric sequence for the eastern Aleutians / R. A. Knecht, R. S. Davis // *Archaeology in the Aleut zone of Alaska: Some recent research*. University of Oregon Anthropological Paper 58 / ed. by D. E. Dumond. – Eugene: The University of Oregon, 2001. – P. 269–288.
152. Knecht, R. A. The Amaknak Bridge site: Cultural change and the Neoglacial in the eastern Aleutians / R. A. Knecht, R. S. Davis // *Arctic Anthropology*. – 2008. – V. 45. – № 1. – P. 61-78.
153. Krawiec, A. C. L. Holocene storminess inferred from sediments of two lakes on Adak Island, Alaska / A. C. L. Krawiec, D. S. Kaufman // *Quaternary research*. – 2014. – V. 82. – № 1. – P. 73-84.
154. Krumins, J. Comparative study of peat composition by using FT-IR spectroscopy / J. Krumins, M. Klavins, V. Seglins // *Rigas Tehniskas Universitates Zinatniskie Raksti*. – 2012. – V. 26. – P. 106.
155. Krylovich, O. A. Hunter-gatherers subsistence and impact on fauna in the Islands of Four Mountains, Eastern Aleutians, Alaska, over 3000 yr / O. A. Krylovich, D. D. Vasyukov, B. F. Khasanov, V. Hatfield, D. West, A. B. Savinetsky // *Quaternary Research*. – 2019. – V. 91. – № 3. – P. 983-1002.
156. Kuhry, P. Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition / P. Kuhry, D. H. Vitt // *Ecology*. – 1996. – V. 77. – № 1. – P. 271-275.
157. Kuzmicheva, E. A. A 7300-yr-old environmental history of seabird, human, and volcano impacts on Carlisle Island (the Islands of Four Mountains, eastern Aleutians, Alaska) / E. A. Kuzmicheva, O. I. Smyshlyaeva, D. D. Vasyukov, B. F. Khasanov, O. A. Krylovich, M. Okuno, D. L. West, V. L. Hatfield, A. B. Savinetsky // *Quaternary Research*. – 2019. – V. 91. – № 3. – P. 934-952.
158. Larsen, J. F. Petrology and geochemistry of three Early Holocene eruptions from Makushin Volcano, Alaska / J. F. Larsen, J. Schaefer, J. W. Vallance, O. K. Neill // *Bulletin of Volcanology*. – 2020. – V. 82. – № 11. – P. 1-17.
159. Laughlin, W. S. Aleuts: Ecosystem, Holocene history, and Siberian origin: Soviet and US scientists join in a study of the origins of the first Americans / W. S. Laughlin // *Science*. – 1975. – V. 189. – № 4202. – P. 507-515.

160. Lawson, I. T. Historical ecology on Sandoy, Faroe Islands: palaeoenvironmental and archaeological perspectives / I. T. Lawson, M. J. Church, T. H. McGovern, S. V. Arge, J. Woollet, K. J. Edwards, F. J. Gathorne-Hardy, et al. // *Human Ecology*. – 2005. – V. 33. – № 5. – P. 651-684.
161. Lawson, I. T. Human impact on an island ecosystem: pollen data from Sandoy, Faroe Islands / I. T. Lawson, K. J. Edwards, M. J. Church, A. J. Newton, G. T. Cook, F. J. Gathorne-Hardy, A. J. Dugmore, et al. // *Journal of Biogeography*. – 2008. – V. 35. – № 6. – P. 1130-1152.
162. Lefèvre, C. Faunal remains and intersite comparisons / C. Lefèvre, D. Corbett, S. Crockford, J. Czederpiltz, M. Partlow, D. West // *The People at the end of the world: The Western Aleutian Project and Archaeology of Shemya Island* / ed. by D. Corbett, D. West, C. Lefèvre. – Anchorage: Aurora, 2010. – P. 133–157.
163. Loisel, J. Insights and issues with estimating northern peatland carbon stocks and fluxes since the Last Glacial Maximum / J. Loisel, S. van Bellen, L. Pelletier, J. Talbot, G. Hugelius, D. Karran, Z. Yu, et al. // *Earth-Science Reviews*. – 2017. – V. 165. – P. 59-80.
164. Luttrell, M. Archaeological Investigations on Northeast Adak Island, Alaska, July, 1999 / M. Luttrell, D. Corbett – Washington: US Fish and Wildlife Service, 2000. – 99 p.
165. Magnusson, B. Plant colonization, succession and ecosystem development on Surtsey with reference to neighbouring islands / B. Magnusson, S. H. Magnusson, E. Olafsson, B. D. Sigurdsson // *Biogeosciences*. – 2014. – V. 11. – №. 19. – P. 5521-5537.
166. Malmer, N. Variation in the C/N-quotient of peat in relation to decomposition rate and age determination with  $^{210}\text{Pb}$  / N. Malmer, E. Holm // *Oikos*. – 1984. – P. 171-182.
167. Maron, J. L. An introduced predator alters Aleutian Island plant communities by thwarting nutrient subsidies / J. L. Maron, J. A. Estes, D. A. Croll, E. M. Danner, S. C. Elmendorf, S. L. Buckelew, // *Ecological Monographs*. – 2006. – V. 76. – № 1. – P. 3-24.
168. Marshall, J. D. Sources of variation in the stable isotopic composition of plants / J. D. Marshall, J. R. Brooks, K. Lajtha // *Stable isotopes in ecology and environmental science*. – 2007. – V. 2. – P. 22-60.

169. Maschner, H. D. G. Archaeology of the eastern Aleut region / H. D. G. Maschner // *The Oxford Handbook of the Prehistoric Arctic* / ed. by T. M. Friesen, O. K. Mason. – Oxford University Press, New York. – 2016. – P. 323-348.
170. Maschner, H. D. An introduction to the biocomplexity of Sanak Island, western gulf of Alaska 1 / H. D. Maschner, M. W. Betts, J. Cornell, J. A. Dunne, B. Finney, N. Huntly, J.W. Jordan, et al. // *Pacific Science*. – 2009. – V. 63. – № 4. – P. 673-709.
171. Mauquoy, D. A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits / D. Mauquoy, P. D. M. Hughes, B. Van Geel // *Mires and Peat*. – 2010. – V. 7. – № 6. – P. 1-5.
172. McCord, R. A. Biogeography of the vascular flora on islands in the Bering Sea region: PhD dissertation / Raymond Alan McCord. – The University of Tennessee, 1980. – 249 p.
173. Mehringer, P. J. Jr Pollen influx and volcanic ash: The pollen content of Mazama and Glacier Peak ashes reveals details of their depositional chronologies / P. J. Mehringer Jr, E. Blinman, K. L. Petersen // *Science*. – 1977. – V. 198. – № 4314. – C. 257-261.
174. Michelsen, A. Vascular plant  $^{15}\text{N}$  natural abundance in heath and forest tundra ecosystems is closely correlated with presence and type of mycorrhizal fungi in roots / A. Michelsen, C. Quarmby, D. Sleep, S. Jonasson // *Oecologia*. – 1998. – V. 115. – № 3. – P. 406-418.
175. Michener, R. Stable isotopes in ecology and environmental science / R. Michener, K. Lajtha. – John Wiley & Sons, 2008. – 565 p.
176. Miller, T. P. Catalog of the historically active volcanoes of Alaska. U.S. Geological Survey Open File Report, 98-582 / T. P. Miller, R. G. McGimsey, D. H. Richter, J. R. Riehle, C. J. Nye, M. E. Yount, J. A. Dumoulin. – United States Department of the Interior, 1998. – 104 p. <https://doi.org/10.3133/ofr98582>
177. Misarti, N. Reconstructing site organization in the eastern Aleutian Islands, Alaska using multi-element chemical analysis of soils / N. Misarti, B. P. Finney, H. Maschner // *Journal of Archaeological Science*. – 2011. – V. 38. – № 7. – P. 1441-1455.

178. Misarti, N. The Paleo-Aleut to Neo-Aleut transition revisited / N. Misarti, H. D. G. Maschner // *Journal of Anthropological Archaeology*. – 2015. – V. 37. – P. 67-84.
179. Montanaro, C. Volcano collapse along the Aleutian Ridge (western Aleutian Arc) / C. Montanaro, J. Beget // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2011. – V. 11. – № 3. – P. 715-730.
180. Montoya, J. P. Nitrogen stable isotopes in marine environments / J. P. Montoya // *Nitrogen in the marine environment*. – 2008. – V. 2. – P. 1277-1302.
181. Moore, P. D. Pollen analysis / P. D. Moore, J. A. Webb, M. E. Collinson. – 2nd edition. – Boston: Blackwell Scientific Publications, 1991. – 216 p.
182. Neplyukhina, A. A. The Holocene History of the Diatom Community in a Small Water Body on Shemya Island (Aleutian Arc, USA): The Influence of Global and Local Environmental Changes / A. A. Neplyukhina, A. V. Tchabovsky, M. A. Gololobova, O. I. Smyshlyaeva, O. A. Krylovich, A. B. Savinetsky, A. A. Kotov // *Water*. – 2021. – V. 13. – № 21. – P. 3134.
183. Nichols, J. Holocene ecohydrological variability on the East Coast of Kamchatka / J. Nichols, D. Peteet, A. Andreev, F. Stute, T. Ogun // *Frontiers in Earth Science*. – 2019. – V. 7. – P. 106.
184. Niemeyer, J. Characterization of humic acids, composts, and peat by diffuse reflectance Fourier-transform infrared spectroscopy / J. Niemeyer, Y. Chen, J. M. Bollag // *Soil Science Society of America Journal*. – 1992. – V. 56. – № 1. – P. 135-140.
185. Noguchi, M. Vegetation Changes around Haven Lake, Adak Island, Central Aleutians, Alaska, Determined from Pollen Analysis / M. Noguchi, T. Fujiki, M. Okuno, L. Gualtieri, V. Hatfield, B. Sarata, M. Torii, et al. // *Radiocarbon*. – 2018. – V. 60. – № 5. – P. 1483-1492.
186. Novenko, E. Y. A 7000-year pollen and plant macrofossil record from the Mid-Russian Upland, European Russia: vegetation history and human impact / E. Y. Novenko, I. S. Zyuganova, E. M. Volkova, K. V. Dyuzhova // *Quaternary International*. – 2019. – V. 504. – P. 70-79.
187. Nybakken B. H. The Paleoecology of Southwest Umnak Island and Southwest Kodiak Island, Alaska: PhD dissertation / B. H. Nybakken. – University of Wisconsin, 1966. – 102 p.

188. Nybakken, B. H. A soil sequence from southwestern Umnak Island, Alaska / B. H. Nybakken, W. G. Reeder // *Northwest Science*. – 1965. – V. 39. – № 3. – P. 104-117.
189. Okuno, M. Holocene Tephra Layers on the Northern Half of Adak Island in The West-Central Aleutian Islands, Alaska / M. Okuno, K. Wasa, T. Nakamura, L. Gualtieri, B. Sarata, D. West, M. Torii // *People Before. The geology, paleoecology and archaeology of Adak Island, Alaska* / ed. by D. West, V. Hatfield, E. Wilmerding, C. Lefevre, L. Gualtieri. – BAR International Series 2322, 2012. – P. 61-74.
190. Okuno, M. AMS radiocarbon dates on peat section related with tephra and archaeological sites in Carlisle Island, the Islands of Four Mountains, Alaska / M. Okuno, P. Izbekov, K. P. Nicolaysen, E. Sato, T. Nakamura, A. B. Savinetsky, D. D. Vasyukov, et al. // *Radiocarbon*. – 2017. – V. 59. – № 6. – P. 1771-1778.
191. Otero, X. L. Seabird colonies as important global drivers in the nitrogen and phosphorus cycles / X. L. Otero, D. La Peña-Lastra, A. Pérez-Alberti, T. O. Ferreira, M. A. Huerta-Diaz // *Nature communications*. – 2018. – V. 9. – № 1. – P. 1-8.
192. Overland, J. E. Cyclone climatology of the Bering Sea and its relation to sea ice extent / J. E. Overland, C. H. Pease // *Monthly Weather Review*. – 1982. – V. 110. – № 1. – P. 5-13.
193. Parnell, A. B. Radiocarbon dating, age-depth modelling, relative sea level rate estimation, and non-parametric phase modelling (package version 4.1.1.) / A. C. Parnell. – 2015. <https://cran.r-project.org/web/packages/Bchron/index.html>
194. Payne R. J. Volcanic impacts on peatland microbial communities: a tephropalaeoecological hypothesis-test / R. J. Payne // *Quaternary International*. – 2012. – V. 268. – P. 98-110.
195. Payne, R. J. Volcanic impacts on the Holocene vegetation history of Britain and Ireland? A review and meta-analysis of the pollen evidence / R. J. Payne, K. J. Edwards, J. J. Blackford // *Vegetation history and archaeobotany*. – 2013. – V. 22. – № 2. – P. 153-164.
196. Payne, R. Distal volcanic impacts on peatlands: palaeoecological evidence from Alaska / R. J. Payne, J. J. Blackford // *Quaternary Science Reviews*. – 2008. – V. 27. – № 21-22. – P. 2012-2030.

197. Pedersen, M. W. Postglacial viability and colonization in North America's ice-free corridor / M. W. Pedersen, A. Ruter, C. Schweger, H. Friebe, R. A. Staff, K. K. Kjeldsen, M. L. Mendoza // *Nature*. – 2016. – V. 537. – № 7618. – P. 45-49.
198. Persico, L. Geomorphic processes influence human settlement on two islands in the Islands of Four Mountains, Alaska / L. Persico, H. Lanman, L. Loopesko, K. Bruner, K. Nicolaysen // *Quaternary Research*. – 2019. – V. 91. – № 3. – P. 953-971
199. Peteet, D. M. Modern pollen rain and vegetational history of the Malaspina Glacier District, Alaska / D. M. Peteet // *Quaternary Research*. – 1986. – V. 25. – № 1. – P. 100-120.
200. Peteet, D. M. Late-glacial vegetational, tephra, and climatic history of southwestern Kodiak Island, Alaska / D. M. Peteet, D. H. Mann // *Ecoscience*. – 1994. – V. 1. – № 3. – P. 255-267.
201. Peteet, D. M. Holocene Vegetation, Climate, and Carbon History on Western Kodiak Island, Alaska / D. M. Peteet, J. E. Nichols, D. H. Mann // *Frontiers in Earth Science*. – 2019. – V. 7. – P. 61.
202. Peteet, D. M. Recent and Holocene climate change controls on vegetation and carbon accumulation in Alaskan coastal muskegs / D. M. Peteet, J. E. Nichols, C. M. Moy, A. McGeachy, M. Perez // *Quaternary Science Reviews*. – 2016. – V. 131. – P. 168-178.
203. Ping, C. L. Characteristics of cryogenic soils along a latitudinal transect in Arctic Alaska / C. L. Ping, J. G. Bockheim, J. M. Kimble, G. J. Michaelson, D. A. Walker // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1998. – V. 103. – № D22. – P. 28917-28928.
204. Pokorný, R. Late Holocene soil processes and the first evidence for ferruginous rhizoconcretions in cool subpolar environments of the Faroe Islands / R. Pokorný, K. J. Edwards, L. Krmíček, D. Všianský, P. V. Dáňová // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. – 2018. – V. 100. – № 3. – P. 272-284.
205. R Core Team. R: A language and environment for statistical computing / R Foundation for Statistical Computing. – Vienna, Austria, 2021. URL <https://www.R-project.org/> (дата обращения 20.04.2022).
206. Ramsey C. B. Development of the radiocarbon calibration program / C. B. Ramsey // *Radiocarbon*. – 2001. – V. 43. – № 2A. – P. 355-363.

207. Razjigaeva, N. G. Environmental changes since 14 ka BP in the southernmost Kuril islands (North-Western Pacific) and regional correlation of events / N. G. Razjigaeva, L. A. Ganzey, T. A. Grebennikova, L. M. Mokhova, A. V. Rybin, L. B. Nazarova, K. A. Arslanov // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2022. – P. 105088.
208. Razjigaeva, N. G. The role of global and local factors in determining the middle to late Holocene environmental history of the South Kurile and Komandar islands, northwestern Pacific / N. G. Razjigaeva, L. A. Grebennikova, L. M. Ganzey, T. A. Mokhova, V. B. Bazarova // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – V. 209. – № 1-4. – P. 313-333.
209. Razzhigaeva, N. G. First data on landscape evolution in the southern Kurile Islands at the Pleistocene-Holocene transition / N. G. Razjigaeva, L. A. Ganzei, N. I. Belyanina // *Doklady Earth Sciences*. – V. 430. – № 1. – P. 57-61.
210. Reille M. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Index. / M. Reille. – Marseille: Laboratoire de botanique historique et palynologie, 1999. – 241 p.
211. Reille M. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord (supplement 2) / M. Reille. – Marseille: Laboratoire de botanique historique et palynologie, 1998. – 542 p.
212. Reimer, P. J. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) / P. J. Reimer, W. E. Austin, E. Bard, A. Bayliss, P. G. Blackwell, C. B. Ramsey, M. Butzin, et al. // *Radiocarbon*. – 2020. – V. 62. – № 4. – P. 725-757.
213. Reimer, P. J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP / P. J. Reimer, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. B. Ramsey, C. B. Buck, et al. // *Radiocarbon*. – 2013. – V. 55. – № 4. – P. 1869-1887.
214. Ricca, M.A. Range expansion of nonindigenous caribou in the Aleutian archipelago of Alaska / M.A. Ricca, F.W. Weckerly, A. Duarte, J. C. Williams // *Biological Invasions*. – 2012. – V. 14. – № 9. – P. 1779-1784.
215. Ridley H. N. The dispersal of plants throughout the world / H. N. Ridley. – Ashford: L. Reeve, 1930. – 744p. no McCord, R. A. Biogeography of the vascular flora on islands in the Bering Sea region: PhD dissertation / Raymond Alan McCord. – The University of Tennessee, 1980. – 249 p.
216. Rodionov, S. N. The Aleutian Low, storm tracks, and winter climate variability in the Bering Sea / S. N. Rodionov, N. A. Bond, J. E. Overland // *Deep Sea*

- Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2007. – V. 54. – № 23-26. – P. 2560-2577.
217. Rodionov, S. N. Spatial and temporal variability of the Aleutian climate / S. N. Rodionov, J. E. Overland, N. A. Bond // *Fisheries Oceanography*. – 2005. – V. 14. – P. 3-21.
218. Rodionov, S. Application of a sequential regime shift detection method to the Bering Sea ecosystem / S. N. Rodionov, J. E. Overland // *ICES Journal of Marine Science*. – 2005. – V. 62. – № 3. – P. 328-332.
219. Rydin, H. The biology of peatlands / H. Rydin, J. K. Jeglum, K. D. Bennett. – 2nd edition – Oxford university press, 2013. – 382 p.
220. Sarwar, A. K. M. Pollen morphology of the tribe Phyllodoceae (Ericoideae, Ericaceae) and its taxonomic significance / A. K. M. Sarwar, H. Takahashi // *Bangladesh journal of plant taxonomy*. – 2014. – V. 21. – № 2. – P. 129-137.
221. Savinetsky, A. B. Nitrogen isotope composition of peat samples as a proxy for determining human colonization of islands / A. B. Savinetsky, B. F. Khasanov, D. L. West, N. K. Kiseleva, O. A. Krylovich // *Arctic Anthropology*. – 2014. – V. 51. – № 1. – P. 78-85.
222. Savinetsky, A. B. Paleoenvironment—Holocene deposits from Shemya Island / A. B. Savinetsky, D. L. Kiseleva, B. F. Khasanov, C. Lefevre, D. Corbett // *The People at the end of the world: The Western Aleutian Project and Archaeology of Shemya Island* / ed. by D. Corbett, D. West, C. Lefèvre. – Anchorage: Aurora, 2010. – P. 71-82.
223. Savinetsky, A. B. The reconstruction of ecosystems history of Adak Island (Aleutian Islands) during the Holocene / A. B. Savinetsky, D. L. West, Z. A. Antipushina, B. F. Khasanov, N. K. Kiseleva, O. A. Krylovich, A. M. Pereladov // *The People Before: The Geology, Paleoecology and Archaeology of Adak Island, Alaska. British Archaeological Reports International Series* / ed. by D., West, V., Hatfield, E., Wilmerding, C. Lefèvre, L. Gualtieri. – Oxford: Archaeopress, 2012. – P. 75-106.
224. Schiller, C. M. Vegetation responses to Quaternary volcanic and hydrothermal disturbances in the Northern Rocky Mountains and Greater Yellowstone Ecosystem (USA) / C. M. Schiller, C. Whitlock, M. Alt, L. A. Morgan // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2020. – V. 559. – P. 109859.

225. Schuur, E. A. G. Radiocarbon and climate change / E. A. G. Schuur, E. R. M. Druffel, S. E. Trumbore. – Switzerland: Springer International Publishing, 2016. – 314 p.
226. Shacklette, H. T. Vegetation of Amchitka Island, Aleutian Islands, Alaska / H. T. Shacklette, L. W. Durrell, J. A. Erdman, J. R. Keith, W. M. Klein, H. Krog, H. Person, et al. // U.S. Geological Survey Professional Paper. – V. 648. – 66 p.
227. Siegel-Causey, D. Report of the Western Aleutian Archaeological Project Shemya Island Investigations 1994 / D. G. Corbett, C. Lefevre, S. Loring, D. West. – 1995. – 36 p.
228. Skrzypek, G. Stable isotope composition of plants and peat from Arctic mire and geothermal area in Iceland / G. Skrzypek, D. Paul, B. Wojtun // Polish Polar Research. – 2008. – V. 29. – № 4. – P. 365-376.
229. Smyshlyaeva, O. I. Ornithogenic vegetation: How significant has the seabird influence been on the Aleutian Island vegetation during the Holocene? / O. I. Smyshlyaeva, E. E. Severova, O. A. Krylovich, E. A. Kuzmicheva, A. B. Savinetsky, D. L. West, V. L. Hatfield // Ecology and evolution. – 2021. – V. 11. – №. 20. – C. 14088-14100.
230. Springer, A. M. Hot oceanography: planktivorous seabirds reveal ecosystem responses to warming of the Bering Sea / A. M. Springer, G. V. Byrd, S. J. Iverson, // Marine Ecology Progress Series. – 2007. – V. 352. – P. 289-297.
231. Stockmarr, J. Determination of spore concentration with an electronic particle counter: Danmarks Geologiske Undersøgelse / J. Stockmarr. // Geological Survey in Denmark. – Arbog, 1973. – P. 87-89.
232. Stout, J. H. Elemental and organochlorine residues in bald eagles from Adak Island, Alaska / J. H. Stout, K. A. Trust // Journal of Wildlife Diseases. – 2002. – V. 38. – № 3. – P. 511-517.
233. Strandberg, G. Regional climate model simulations for Europe at 6 and 0.2 k BP: sensitivity to changes in anthropogenic deforestation / G. Strandberg, E. Kjellström, A. Poska, S. Wagner, M. J. Gaillard, A. K. Trondman, A. Mauri, et al. // Climate of the Past. – 2014. – V. 10. – № 2. – P. 661-680.
234. Sydeman, W. J. Puffins reveal contrasting relationships between forage fish and ocean climate in the North Pacific / W. J. Sydeman, J. F. Piatt, S. A. Thompson,

- M. García-Reyes, S. A. Hatch, M. L. Arimitsu, L. Slater, et al. // *Fisheries Oceanography*. – 2017. – V. 26. – № 4. – P. 379-395.
235. Talbot, S. S. Numerical classification of the coastal vegetation of Attu Island, Aleutian Islands, Alaska / S. S. Talbot, S. L. Talbot // *Journal of Vegetation Science*. – 1994. – V. 5. – № 6. – P. 867-876.
236. Talbot, S. S. Post-eruption legacy effects and their implications for long-term recovery of the vegetation on Kasatochi Island, Alaska / S. S. Talbot, S. L. Talbot, L. R. Walker // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2010a. – V. 42. – № 3. – P. 285-296.
237. Talbot, S. S. Vegetation of eastern Unalaska Island, Aleutian Islands, Alaska / S. S. Talbot, W. B. Schofield, S. L. Talbot, F. J. Daniëls // *Botany*. – 2010b. – V. 88. – № 4. – P. 366-388.
238. Talbot, S. S. Contribution toward an understanding of *Polystichum aleuticum* C. Chr. on Adak Island, Alaska / S. S. Talbot, W. B. Schofield, S. L. Talbot // *American Fern Journal*. – 1995. – V. 85. – № 3. – P. 83-88.
239. Tatewaki, M. A contribution to the flora of the Aleutian Islands / M. Tatewaki, Y. A. Kobayashi // *Journal of the Faculty of Agriculture, Hokkaido Imperial University*. – 1934. – V. 36. – № 1. – P. 1-119.
240. Teong, I. T. Characterization of soil organic matter in peat soil with different humification levels using FTIR / I. T. Teong, N. L. L. Felix, S. Mohd, A. Sulaeman // *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*. – 2016. – V. 136. – № 1. – P. 012010.
241. Collins, H. B. Jr. *The Aleutian Islands – Their People and Natural History (With Keys for the Identification of the Birds and Plants)* / H. B. Collins Jr., A. H. Clark, E. H. Walker. – Washington: Smithsonian Institution Press, 1945. – 131 p.
242. Corbett, D. *The people at the end of the world: the Western Aleutian Project and the archaeology of Shemya*. Aurora Alaska Anthropological Association Monograph Series / D. G. Corbett, D. L. West, C. Lefèvre. – Anchorage: Aurora, 2010. – 297 p.
243. West, D. *The People Before: The Geology, Paleoecology and Archaeology of Adak Island, Alaska*. British Archaeological Reports International Series / D. West, V. Hatfield, E. Wilmerding, C. Lefèvre, L. Gualtieri. – Oxford: Archaeopress, 2012. – 325 p.

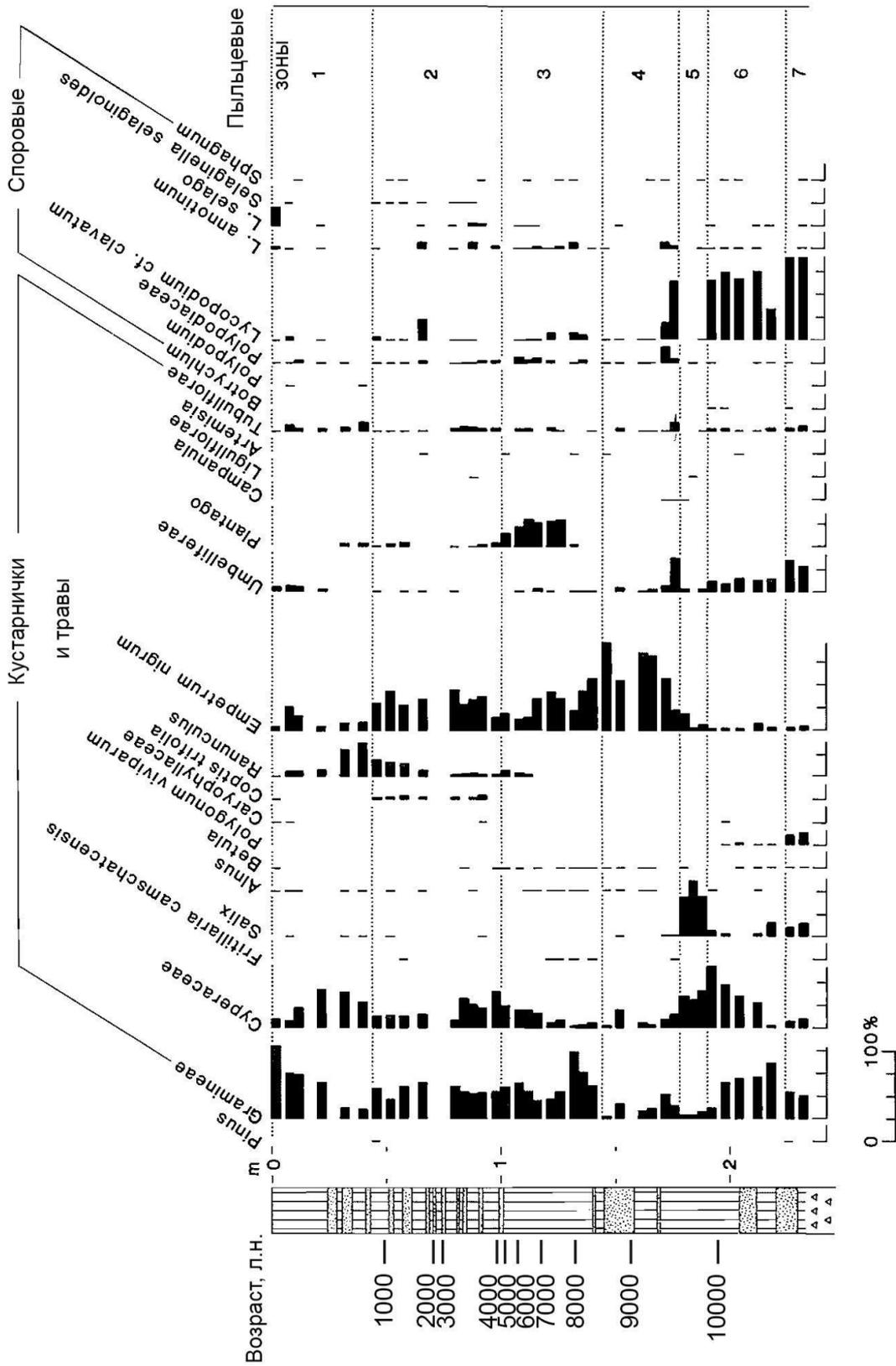
244. OMNIC User's Guide / Thermo Electron Corporation. Guide O. U. Version 7.3. – 2006. – V. 5225.
245. Thorson, R. M. Glacial Geology of the Aleutian Islands / R. M. Thorson, T. D. Hamilton // *Glaciation in Alaska, the Geologic Record*, Alaska Geological Society / ed. by T. D. Hamilton, K. M. Reed, R. M. Thorson. – Anchorage: Alaska Geological Society, 1986. – P. 171-191.
246. Turner, C. G. Chaluka Stratigraphy, Umnak Island, Alaska / C. G. Turner, J. S. Aigner, L. R. Richards // *Arctic Anthropology*. – 1974. – P. 125-142.
247. Turner-Meservy, C. Soil chemical properties in glacial moraines across a chronosequence influenced by avifauna and volcanic materials: Breiðamerkurjökull, Iceland / C. Turner-Meservy, O. K. Vilmundardóttir, R. Lal, G. Gísladóttir // *Catena*. – 2022. – V. 209. – P. 105836.
248. Vaillencourt D. A. Five-thousand years of hydroclimate variability on Adak Island, Alaska inferred from  $\delta D$  of n-alkanoic acids: PhD dissertation / David A. Vaillencourt. – Northern Arizona University, 2013. – p. 93.
249. Van der Plicht, J. Recent developments in calibration for archaeological and environmental samples / J. Van der Plicht, C. B. Ramsey, T. J. Heaton, E. M. Scott, S. Talamo // *Radiocarbon*. – 2020. – V. 62. – № 4. – P. 1095-1117.
250. Vasyukov, D. D. Ancient canids of the Aleutian Islands (new archaeological discoveries from the Islands of Four Mountains) / D. D. Vasyukov, O. A. Krylovich, D. L. West, V. Hatfield, A. B. Savinetsky // *Quaternary Research*. – 2019. – V. 91. – № 3. – P. 1028-1044.
251. Veltre, D. W. Koroviniski: Archaeological and ethnohistorical investigations of a pre-and postcontact Aleut and Russian settlement on Atka Island / D. W. Veltre // *Archaeology in the Aleut Zone of Alaska: Some Recent Research*. – 2001. – V. 58. – P. 187-214.
252. Viereck, L. A. The Alaska vegetation classification / L. A. Viereck. – US Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station, 1992. – V. 286.
253. Warner, B. G. Taxonomic implications and evolutionary trends in pollen of Canadian Ericales / B. G. Warner, C. C. Chinnappa // *Canadian Journal of Botany*. – 1986. – V. 64. – № 12. – P. 3113-3126.

254. Weigelt, P. Bioclimatic and physical characterization of the world's islands / P. Weigelt, W. Jetz, H. Kreft // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2013. – V. 110. – № 38. – P. 15307-15312.
255. Werner, C. Magmatic degassing, lava dome extrusion, and explosions from Mount Cleveland volcano, Alaska, 2011–2015: Insight into the continuous nature of volcanic activity over multi-year timescales / C. Werner, C. Kern, D. Coppola, J. J. Lyons, P. J. Kelly, K. L. Wallace, D. J. Schneider, et al. // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2017. – V. 337. – P. 98-110.
256. West, D. Radiocarbon dates for the Near Islands, Aleutian Islands, Alaska / D. West, C. Lefèvre, D. Corbett, A. Savinetsky // *Current Research in the Pleistocene*. – 1999. – V. 16. – P. 83-85.
257. West, D. Refining the Paleo-Aleut to Neo-Aleut transition using a new  $\Delta R$  for the eastern Aleutian Islands, Alaska / D. West, B. Khasanov, O. Krylovich, V. Hatfield, V. Khasanov, D. Vasyukov, A. Savinetsky // *Quaternary Research*. – 2019. – V. 91. – № 3. – P. 972-982.
258. Whittaker, R. J. A general dynamic theory of oceanic island biogeography / R. J. Whittaker, K. A. Triantis, R. J. Ladle // *Journal of Biogeography*. – 2008. – V. 35. – № 6. – P. 977-994.
259. Wilbur, C. C. A History of Place: Using Phytolith Analysis to Discern Holocene Vegetation Change on Sanak Island, Western Gulf of Alaska: PhD dissertation / Cricket C. Wilbur – Antioch New England Graduate School, 2013. – 103 p.
260. Wilmerding, E. G. Six Thousand Years of Lithic Technology on Adak in a Broader Aleutian Context / E. G. Wilmerding, V. L. Hatfield // *The People Before: The Geology, Paleoecology and Archaeology of Adak Island, Alaska*. *British Archaeological Reports International Series* / ed. by D. West, V. Hatfield, E. Wilmerding, C. Lefèvre, L. Gualtieri. – Oxford: Archaeopress, 2012. – P. 211-237.
261. Wooller, M. J. Stable carbon isotope compositions of Eastern Beringian grasses and sedges: investigating their potential as paleoenvironmental indicators / M. J. Wooller, G. D. Zazula, M. Edwards, D. G. Froese, R. D. Boone, C. Parker, B. Bennett // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2007. – V. 39. – № 2. – P. 318-331.

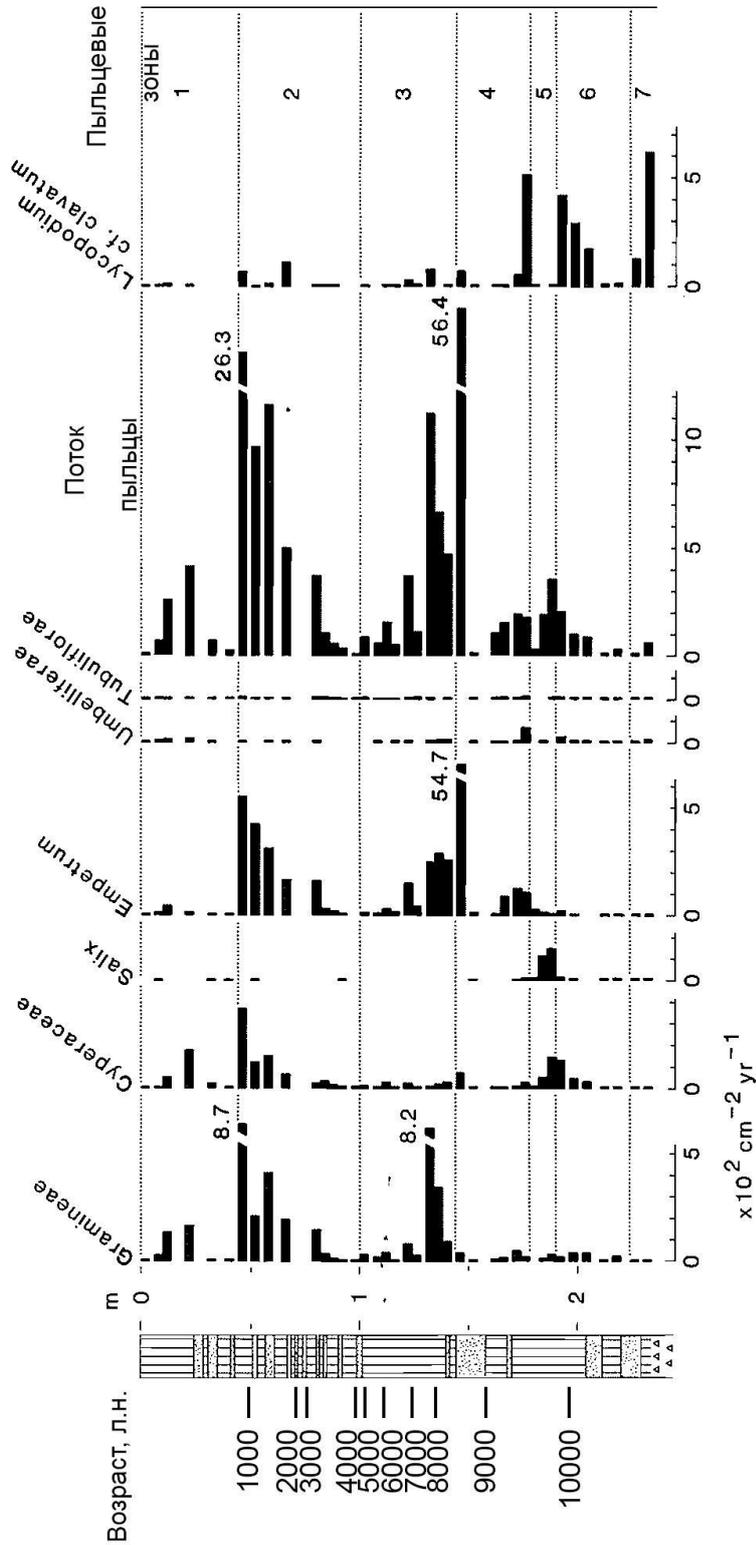
262. Yeloff, D. Volcanic ash deposition and long-term vegetation change on subantarctic Marion Island / D. Yeloff, D. Mauquoy, K. Barber, S. Way, B. van Geel, C. S. Turney, // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2007. – V. 39. – № 3. – P. 500-511.
263. Zaccone, C. Studying the humification degree and evolution of peat down a Holocene bog profile (Inuvik, NW Canada): a petrological and chemical perspective / C. Zaccone, H. Sanei, P. M. Outridge, T. M. Miano, // *Organic Geochemistry*. – 2011. – V. 42. – № 4. – P. 399-408.
264. Zaccone, C. Advances in the determination of humification degree in peat since: Applications in geochemical and paleoenvironmental studies / C. Zaccone, C. Plaza, C. Ciavatta, T. M. Miano, W. Shotyk // *Earth-science reviews*. – 2018. – V. 185. – P. 163-178.
265. Zakharikhina, L. V. Specific features of the morphology of volcanic soils in the altitudinal zones of Kamchatka / L. V. Zakharikhina, Y. S. Litvinenko // *Eurasian Soil Science*. – 2013. – V. 46. – № 6. – P. 611-621.
266. Zoltai S. C. Late Quaternary volcanic ash in the peatlands of central Alberta / S. C. Zoltai // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1989. – V. 26. – № 2. – P. 207-214.
267. Zwolicki, A. Guano deposition and nutrient enrichment in the vicinity of planktivorous and piscivorous seabird colonies in Spitsbergen / A. Zwolicki, K. M. Zmudczyńska-Skarbek, L. Iliszko, L. Stempniewicz // *Polar Biology*. – 2013. – V. 36. – № 3. – P. 363-372.
268. Zwolicki, A. Differential responses of Arctic vegetation to nutrient enrichment by plankton- and fish-eating colonial seabirds in Spitsbergen / A. Zwolicki, K. Zmudczyńska-Skarbek, K. Matuła, B. Wojtuń, L. Stempniewicz // *Frontiers in plant science*. – 2016. – V. 7. – P. 1959.



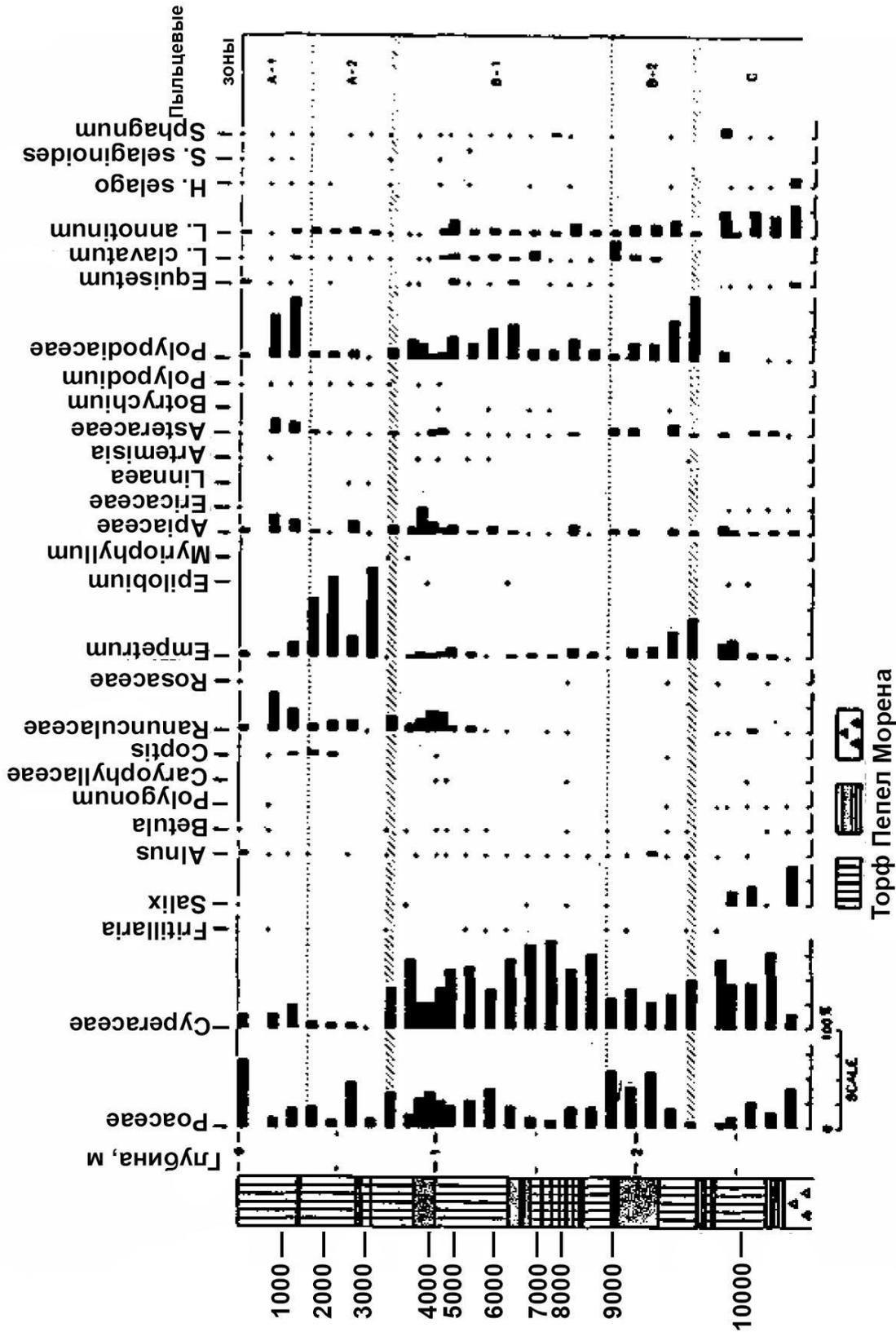
Приложение 2. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника на острове Атка (Андреяновские острова, Heusser, 1990).



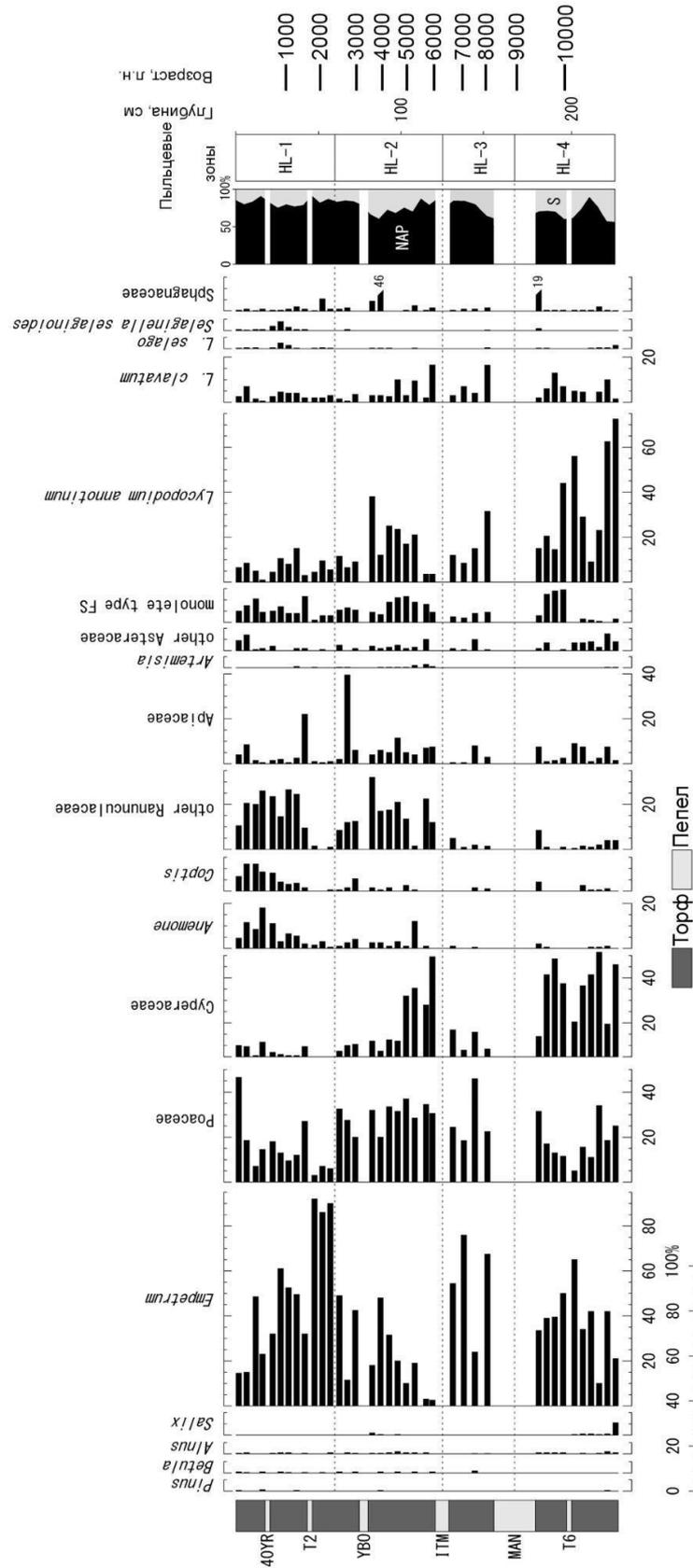
Приложение 3. Диаграмма потока пыли торфяника на острове Атка (Андреяновские острова, Heusser, 1990).



Приложение 4. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника на острове Адак (Андреяновские острова, Heusser, 1978).



**Приложение 5. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника на острове Адак (Андреяновские острова, Noguchi et al., 2018).**



Приложение 6. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника на острове Атту (Ближние острова, Heusser, 1990).

