

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ



ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ



ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЯХ ЗЕМЛИ В ПОСЛЕДНИЕ СОТНИ И ТЫСЯЧИ ЛЕТ

Под редакцией

д-ра геогр. наук Д.Ю. Большаянова,

д-ра геогр. наук С.Р. Веркулича,

д-ра геогр. наук А.С. Макарова

Санкт-Петербург
2025

УДК 551.8:[551.461.2(268/269)+556.555.2(282.247.212)]

Изменения уровня моря в полярных областях Земли в последние сотни и тысячи лет / Под общей редакцией д-ра геогр. наук Д.Ю. Большиянова, д-ра геогр. наук С.Р. Веркулича, д-ра геогр. наук А.С. Макарова. СПб.: ААНИИ, 2025. 178 с., ил.

Авторский коллектив:

Д.Ю. Большиянов, С.Р. Веркулич, А.С. Макаров, А.О. Аксенов, И.М. Ашик,
С.А. Правкин

Представлены и обобщаются результаты изучения изменений уровня моря в полярных областях Земли за последние 50 тыс. лет, полученные сотрудниками Арктического и антарктического научно-исследовательского института Росгидромета, другими отечественными и зарубежными авторами. В некоторых случаях при наличии данных временные рамки исследования расширяются. Анализируются и сопоставляются полученные в ходе исследований данные, выполняются реконструкции и обсуждаются закономерности изменения уровня морей в российской Арктике и Антарктиде, а также уровня Ладожского озера во временных масштабах десятилетий, столетий и тысячелетий.

Издание представляет интерес для широкого круга специалистов: гидрометеорологов, геоморфологов, геофизиков а также преподавателей и студентов профильных вузов.

ISBN 978-5-98364-128-0

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт, 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава 1. Анализ представлений о причинах и ходе колебаний уровня морей и внутриконтинентальных водоемов	7
Глава 2. Объекты и методы исследований для реконструкций изменения относительного уровня моря	15
Глава 3. Современные колебания уровня морей российской Арктики.....	25
Глава 4. Изменения уровня морей евразийской Арктики в позднем неоплейстоцене и голоцене	29
4.1. Свидетельства хода, амплитуды и условий каргинской трансгрессии.....	29
4.2. Колебания уровня моря в неоплейстоцене и голоцене по данным строения террас нижнего течения р. Лены и ее притоков	37
4.2.1. Нижнее течение р. Лены — Ленская труба в районе пос. Чекуровка...	38
4.2.2. Нижнее течение р. Лены — выше Ленской трубы.....	39
4.2.3. Долина р. Алдан в районе обнажения Мамонтова гора	43
4.3. Колебания уровня моря в устьях сибирских рек в голоцене.....	53
4.3.1. Обоснование выбора объектов и методические особенности изучения дельт сибирских рек	54
4.3.2. Дельта р. Пясины как модель развития устьевых областей в условиях колебаний уровня моря	54
4.3.3. Дельта р. Нижней Таймыры.....	61
4.3.4. Дельта р. Оби.....	65
4.3.5. Дельта р. Хатанги.....	67
4.3.6. Дельта р. Лены.....	78
4.3.7. Общие черты колебания уровня моря в устьях сибирских рек в голоцене	81
4.4. Свидетельства голоценовых колебаний относительного уровня морских вод на островах и в континентальном обрамлении морей Карского и Лаптевых	82
Глава 5. Современные и голоценовые колебания уровня Ладожского озера как модель изменений уровня Мирового океана	93
5.1. Источники поступления воды и современные колебания уровня Ладожского озера	93
5.2. Колебания уровня Ладожского озера в течение последних тысячелетий	96

Глава 6. Плейстоценовые и голоценовые колебания уровня моря в краевой зоне Антарктиды	108
6.1. Плейстоценовые изменения уровня моря в краевой зоне Антарктиды.....	109
6.1.1. Позднеоплейстоценовые изменения уровня моря в районе острова Кинг Джордж (Западная Антарктида)	109
6.1.2. Позднеоплейстоценовые изменения уровня моря в районе Холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида)	116
6.1.3. Изменения уровня моря в краевой зоне Антарктиды в период интерстадиала МИС 3.....	122
6.1.4. Морские осадки возрастом 800 тыс. лет на массиве Фишер в Восточной Антарктиде	127
6.2. Изменения уровня моря в краевой зоне Антарктиды в голоцене.....	134
6.2.1. Голоценовые изменения уровня моря в районе острова Кинг Джордж, Южные Шетландские острова (Западная Антарктида)	134
6.2.2. Голоценовые изменения уровня моря в районе оазиса Бангера (Восточная Антарктида).....	140
6.2.3. Изменения уровня моря в краевой зоне Антарктиды в послеледниковое время	147
Заключение	158
Список литературы	163

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей монографии представлены результаты палеогеографических исследований, проводившихся с целью выявления изменений уровня моря в полярных областях Земли в позднем неоплейстоцене и голоцене (около 50 тыс. последних лет), а также анализ и обобщение этих результатов. Значительная часть изложенных в книге материалов была получена сотрудниками отдела географии полярных стран (ОГПС) Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), которые на протяжении нескольких десятилетий изучают геоморфологические и геологические свидетельства морских событий, происходивших в Антарктиде и в российской Арктике в прошлом.

Уже в 60-х годах прошлого столетия основатели палеогеографического направления работ отдела Л.С. Говоруха и В.М. Макеев проводили исследования на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Северная Земля, отбирая и анализируя донные осадки озер для выявления изменений климата, уровня моря и оледенения. В 1970-х и в 1984—1991 годах активные палеогеографические исследования, включающие изучение морских палеособытий, выполнялись в устьевых областях рек Оби, Пясины, Нижней Таймыры и Хатанги. В 1990—2010-х годах изучение прошлых изменений уровня моря велось сотрудниками отдела в рамках международного сотрудничества в ходе многочисленных экспедиций на приполярном Урале, п-ове Таймыр и Новосибирских островах, а также во время регулярных научных работ в устье реки Лены.

В Антарктиде морские формы рельефа и отложения на свободных от ледников участках побережья изучались палеогеографами ААНИИ (Е.С. Короткевич, И.М. Симонов и др.) уже на раннем этапе работ Советской антарктической экспедиции (САЭ) в 60—70-е годы XX века. Начиная с 80-х годов XX века в ходе работ САЭ и затем Российской антарктической экспедиции (РАЭ) эти исследования приобрели целенаправленный характер, а в число изучаемых природных объектов, предоставляющих информацию о прошлых морских событиях, вошли отложения антарктических озер и внутренних морских заливов.

В итоге исследования свидетельств прошлых изменений уровня моря сотрудниками отдела охватили обширные пространства полярных областей Земли. В российской Арктике это архипелаги Северная Земля, Новосибирские острова и Земля Франца-Иосифа, Кольский п-ов и п-ов Таймыр, побережья морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского, устьевые области и нижнее течение рек Оби, Пясины, Нижней Таймыры, Хатанги, Лены, Колымы, Алдана. В Антарктиде областями исследования стали о. Кинг Джордж, оазисы Бангера, Ширмахера и Холмы Ларсеманн, массив Фишер в районе гор Принц Чарльз. Получены данные с субантарктических островов Марион, Кергелен, Южная Георгия.

Обнаружение современных колебаний уровня Ладожского озера, достигающих 4 м, анализ данных о его изменениях в прошлом и собственные исследования береговых форм рельефа озера позволили получить представления о флуктуациях уровня воды в озере в голоцене, предположить эндогенные причины изменений ко-

личества воды в Ладоге и рассмотреть крупнейшее озеро Европы как модель изменений уровня Мирового океана.

Результаты выполненных в конкретных районах исследований были представлены в многочисленных статьях, а также частично обобщены в региональном масштабе в монографиях и обзорных публикациях, посвященных изменениям природной среды полярных областей (Большиянов, 2025; Большиянов и др., 2013; Веркулич, 2022). С 2009 г. эти результаты стали пополнять размещенную на Интернет-сайте ААНИИ базу данных «Палеоклимат и изменения уровня моря в Арктике и Антарктике».

Накопленный за прошедшие годы фактический материал и его интерпретации привели к формированию у научного коллектива ААНИИ собственных взглядов на методические аспекты изучения, на механизмы и закономерности морских событий в полярных областях Земли в течение прошлых столетий и тысячелетий, на степень достоверности преобладающей в настоящее время концепции изменений глобального уровня Мирового океана. Представление и обобщение всех основных результатов исследований, обоснование концептуального подхода научного коллектива ААНИИ к проблеме реконструкций изменений уровня моря в прошлом возможно выполнить лишь в формате объемного научного труда — это и послужило толчком для подготовки нашей монографии. Безусловно, при ее подготовке анализировались и учитывались опубликованные результаты исследований отечественных и зарубежных ученых.

Структурные элементы монографии взаимосвязаны и направлены на решение ее главной задачи — представление и обобщение выполненных в ААНИИ реконструкций изменений относительного уровня моря в полярных областях, которые служат обоснованием новой концепции о причинах этих изменений. В первой главе в качестве отправной точки анализируется общепринятая концепция причин и хода глобального уровня Мирового океана. Вторая глава содержит обзор набора объектов и методов исследований изменений относительного уровня моря в полярных областях в прошлом. В третьей главе приводятся данные о современных колебаниях уровня морей российской Арктики, обсуждаются возможные причины разнонаправленности этих колебаний. Далее в трех основных главах (главы 4 — 6) представляются основные результаты исследований, выполняются реконструкции и обсуждаются закономерности изменения уровня морей в российской Арктике, Антарктиде, а также уровня Ладожского озера во временных масштабах десятилетий, столетий и тысячелетий. В заключении подводится итог выполненного в монографии исследования, заключающийся в обосновании и предложении новой концепции причин и хода прошлых изменений уровня морей полярных областей Земли.

В написании монографии приняли участие следующие авторы:

Д.Ю. Большиянов (главы 1, 5, п. 4.1 — 4.4 и 6.1.4, заключение — автор; предисловие, главы 2, 3, п. 6.1.2 — соавтор); *С.Р. Веркулич* (предисловие, глава 2, п. 6.1.1 — 6.1.3, 6.2.1 — 6.2.3 — автор; заключение — соавтор); *И.М. Ашик* (глава 3 — автор); *А.С. Макаров* (глава 3, п. 4.3 — соавтор); *С.А. Правкин* (п. 4.2, 4.4, 6.1.2 — соавтор); *А.О. Аксенов* (глава 5 — соавтор); *К.В. Полеицук* (п. 6.2.1, 6.2.2 — соавтор); *Н.Э. Демидов* (п. 6.1.2 — соавтор).

Авторы выражают глубокую благодарность всем сотрудникам арктических и антарктических экспедиций ААНИИ, которые помогли добывать первичные данные, и О.И. Панасенко за создание обложки книги.

Изучение прошлых изменений уровня морей в полярных областях Земли и подготовка настоящей монографии велись в рамках тематики Научно-исследовательских и технологических работ Росгидромета.

Глава 1

АНАЛИЗ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРИЧИНАХ И ХОДЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЕЙ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВОДОЕМОВ

Реконструкция хода и параметров изменений уровня моря в прошлом (в нашем понимании — относительного уровня моря) является сложной научной задачей, которая все еще далека от решения. Трудность решения этой задачи обусловлена, прежде всего, тем, что в долговременные перемещения береговой линии (высоты относительного уровня моря) одновременно вносят вклад по меньшей мере две основные составляющие. Первая из них, тектоническая, в глобальном масштабе связана с развитием планетарных геологических структур на морском дне, с объемом сносимых в океан осадков и с поступлением подземных вод, а в региональном — с блоковой тектоникой и гляциоизостазией. Вторая, климатическая составляющая ограничивает подвижность гидросферы и приводит к чередованию эпох потепления и похолодания и, соответственно, к повышению уровня моря во время потепления (межледниковья) и его понижению во время похолодания (оледенения) — можно определить эту составляющую также как эвстатическую.

Тектоническая составляющая в силу имеющихся возможностей исследования до сих пор мало изучена и, в целом, не оценена количественно. Напротив, в исследованиях климатической составляющей в последнее столетие достигнут прогресс, позволяющий получать количественные характеристики и активно применять моделирование. На наш взгляд, это объективное обстоятельство вкупе с некоторыми методическими просчетами сыграло роль при формировании текущих представлений о причинах и ходе колебаний уровня Мирового океана и о региональных изменениях уровня морей, которые мы кратко анализируем ниже.

Важнейшей и все еще далекой от решения является проблема реконструкции хода уровня Мирового океана даже в голоцене. Количественно выделить вклад той или иной (тектонической, эвстатической) составляющей в общее изменение уровня на современном этапе исследований вряд ли возможно, несмотря на то что такие попытки были сделаны (Mörner, 1971). В качестве основной причины изменения уровня моря в послеледниковое время было принято таяние ледниковых покровов последнего ледникового максимума (ПЛМ), которое обусловило глобальную трансгрессию. Для реконструкции хода трансгрессии были использованы результаты изучения коралловых построек о. Барбадос, которые теперь часто применяются для калибровки данных изменчивости уровня для других частей Мирового океана. По результатам этих исследований (Fairbanks, 1989; Peltier, Fairbanks, 2006) было установлено, что в начале голоцена уровень Мирового океана был на 40 м ниже современных его отметок. Затем уровень плавно повышался, достигнув нынешнего положения 5—4 тыс. лет назад, после чего стабилизировался (рис. 1.1). В основе дальнейших построений кривых хода уровня моря активно использовалось математическое моделирование, например в глобальной модели ICE-6G (VM5-a) (Peltier et al., 2015). В эту модель заложены следующие главные компоненты: история измене-

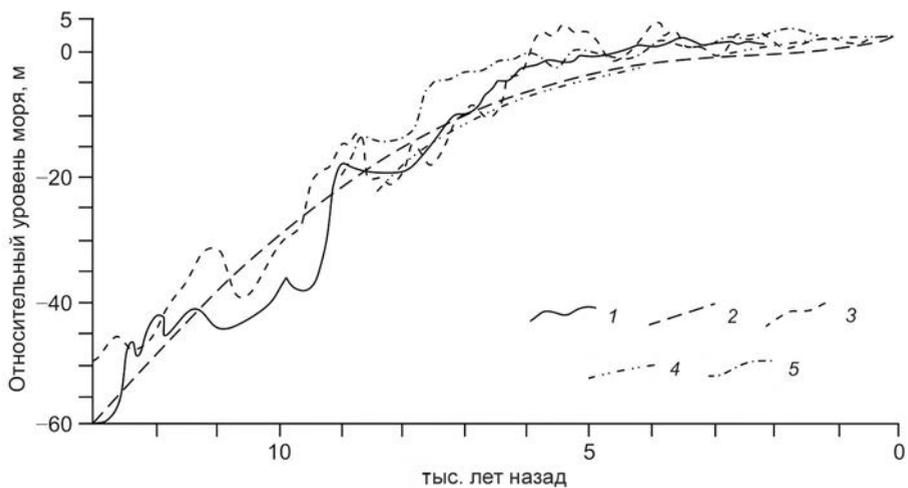


Рис. 1.1. Кривые гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана в поздне-последледниковое время (Каплин, 1973).

1 — по Н. Мёрнеру, 2 — по Ф. Шепарду, 3 — по Р. Фейрбриджу, 4 — по С. Ельгерсми, 5 — по Д. Тули.

ния уровня Мирового океана (в целом, в согласии с упомянутыми выше представлениями), модель динамики ледниковых щитов за последние 122 тыс. лет, а также имеющиеся представления о мощности земной коры, мощности астеносферы и вязкости мантии (Peltier, 2004), то есть эта модель учитывает преимущественно такие факторы изменения уровня моря, как гляциоизостазия и гляциоэвстазия.

Находящиеся в согласии с кривыми на рис. 1.1 результаты реконструкции хода уровня получены для арктических морей России, например для моря Лаптевых, которое изучено наиболее полно среди арктических морей. Согласно работе Holmes, Creager (1974), в начале голоцена уровень моря Лаптевых находился на 40—50 м ниже, чем в настоящее время, после чего плавно повышался и достиг современных отметок 5 тыс. лет назад. Современные реконструкции уровня можно встретить и в других работах (Vauch et al., 2001).

Вместе с тем указанные представления о ходе послеледниковых изменений уровня Мирового океана вызывают ряд сомнений, связанных как с методическими аспектами, так и с многочисленными противоречиями фактическим геоморфологическим и геологическим данным изучения относительного уровня моря в различных регионах.

Вызывает сомнение корректность предположения о том, что о. Барбадос и другие «эталонные» территории обладают стабильностью тектонического спокойствия, при котором все изменения уровня моря можно считать результатом участия только эвстатической составляющей. Напротив, в работе Крапивнера (2020) показано, что изменения уровня на Барбадосе обусловлены именно тектоническими движениями.

Параметры оледенения ПЛМ, которые являются в настоящее время одними из определяющих величин при моделировании амплитуды и хода изменений глобального уровня моря, также вряд ли можно считать окончательно установленными. Имеются существенные различия в оценке распространения, объемов и типа ледников в период ПЛМ на огромных пространствах евразийской Арктики (Гросвальд,

1983; Svendsen et al., 2004; Большиянов, 2006). В оценке масштабов и характера антарктического оледенения периода ПЛМ также происходят непрерывные, довольно значительные изменения (Anderson et al., 2002; Colhoun et al., 1992; Hughes et al., 1981; Веркулич, 2011).

Фактологической основой упомянутых выше реконструкций изменения уровня моря в Арктике, согласующихся с кривыми на рис. 1.1, являются результаты бурения и опробования донных отложений. Однако следует учитывать, что важной их особенностью является неполнота данных для временного интервала среднего и позднего голоцена. Следы пониженного стояния уровня моря можно найти лишь на его дне или в скважинах на берегу, пробуренных ниже современного стояния уровня, в то время как следы повышения уровня моря в прошлом можно найти лишь на суше. Однако большинство данных об изменчивости уровня моря Лаптевых и других регионов российской Арктики, полученные в результате изучения древних береговых линий на суше, не вписываются в имеющиеся представления (см. рис. 1.1), что демонстрируют приводимые ниже примеры.

В ходе более чем десятилетних геологических и геоморфологических исследований в регионе р. Лены получены данные, позволяющие выделить в голоценовое время несколько пиков повышенного стояния уровня моря: 7—6; 4,5—3,5 и 2—1,5 тыс. лет назад на высоту 8—10 м, а также 300—200 лет назад на высоту не менее 5 м (Большиянов и др., 2013).

На о. Жохова в Восточно-Сибирском море также обнаружены следы повышенного стояния уровня моря в голоцене. Результаты исследования лагунных отложений (Анисимов и др., 2002) говорят о повышении уровня Восточно-Сибирского моря около 4 тыс. лет назад до высоты 8 м и 1,5 тыс. лет назад до высоты 6 м.

Повышенное положение уровня моря реконструировано для устьевых областей таких рек, как р. Обь: на 5 м выше современного уровня 5 тыс. лет назад и на 3 м выше 1,5—1 тыс. лет назад; р. Пясины: на 8 м выше современного уровня 7 тыс. лет назад, на 5 м выше 4,5 тыс. лет назад и на 3 м выше 3 тыс. лет назад; р. Хатанга: на 10 м выше современного уровня 8 тыс. лет назад и на 5 м выше 1,5—1 тыс. лет назад (Большиянов, 2025; см. также п. 4.3).

Для Чукотского моря при изучении и датировании террас на его побережье отмечается превышение современных значений глубины в голоценовом бассейне на 5 м (Саидова, 1994) и на 3 м (Hopkins, 1973).

Ход уровня океана в течение голоцена в восточном и западном секторе российской Арктики различен и по амплитуде, и по направленности. Для восточного сектора характерен трансгрессивный его характер, в то время как для морей западного сектора отмечают регрессивный характер изменчивости уровня. Например, для северной оконечности о. Новая Земля (Zeeberg et al, 2001) реконструируется понижение уровня моря в голоцене с высоты 11—12 м 8 тыс. лет назад до отметок 2—4 м в период 1000—500 лет назад и далее до современных отметок. Регрессивный характер изменчивости уровня моря отмечается и в Скандинавии. На северном побережье Швеции зафиксировано падение относительного уровня моря с отметок 200 м до современных в течение голоцена (Lambeck, Chapell, 2001). Северное побережье Норвегии характеризуется в целом понижением уровня моря в голоцене, однако общая регрессия с высоты 40 м в начале голоцена может осложняться трансгрессивными этапами, повышением уровня на 10 м выше современного 5 тыс. лет назад (Lambeck, Chapell, 2001). Подобная изменчивость уровня моря в голоцене характерна и для финского

побережья Балтийского моря, когда при общем понижении уровня с высоты 15—25 м в начале голоцена отмечается кратковременный его подъем на 5 м около 5 тыс. лет назад (Miettinen, 2004). Независимо от характера хода уровня моря в голоцене во многих районах арктического побережья России он располагался выше современных отметок. Данные по береговым линиям архипелагов Шпицберген (Шарин и др., 2007) и Земля Франца-Иосифа (Большаинов и др., 2009; Дымов, Шарин, 2005) также свидетельствуют о повышенном положении уровня моря в голоцене.

Приведенные выше фактические данные подтверждают, что различие в определении хода уровня Арктического бассейна в голоцене связано с принципиально разным используемым для реконструкций первичным материалом. Данные изучения колонок донных отложений, отобранных в шельфовой зоне моря Лаптевых (Vauch et al, 2001), не рассматриваются совместно с данными, собранными на суше. Но данные со дна моря не могут использоваться в качестве свидетельства того, насколько повышался уровень моря в прошлом, так как основаны на анализе макро- и микрофоссилий, которые могут показывать только периоды затопления шельфа, но не глубину палеобассейна (то есть высоту уровня морских вод).

Приведем пример различной трактовки данных, полученных со дна бассейна и берегов, его ограничивающих. В работах Polyakova, Vauch (1999); Vauch, Polyakova (2003) приводится реконструкция изменения солёности вод моря Лаптевых в конце голоцена в результате действия такого фактора, как изменение стока р. Лены. Об изменениях солёности бассейна в прошлом свидетельствуют количественные изменения в составе фоссилий, обнаруженных в колонках донных отложений. По остаткам организмов делаются выводы о более пресноводных или солоноватоводных условиях их обитания в различные отрезки времени голоцена в зависимости от стока пресных вод р. Лены. Поскольку авторам указанных выше работ неизвестны данные о колебаниях уровня моря в это же время или, вернее, они придерживаются традиционной точки зрения о том, что в конце голоцена колебаний уровня моря уже не должно быть, то для объяснения изменений солёности в палеобассейне используется предположение о том, что солёность может изменяться в результате стока рек. Однако по данным, приведенным в работе Большаинова и др. (2013), уровень моря Лаптевых испытывал значительные колебания, в результате которых изменялась и солёность бассейна.

На рис. 1.2 сопоставлены две кривые, одна из которых отражает изменение солёности поверхностных вод по данным изучения донных осадков (Vauch, Polyakova, 2003), а другая — изменения уровня моря по результатам изучения древних береговых линий (Большаинов и др., 2013). Эти кривые в целом соответствуют друг другу, но только понижение солёности в море Лаптевых может быть вызвано не увеличением стока рек и распреснением бассейна (Polyakova, Vauch, 1999; Vauch, Polyakova, 2003), а регрессией бассейна и, наоборот, повышение солёности (уменьшение стока пресных вод) может быть вызвано трансгрессией моря.

Логичным способом преодоления проблемы сопоставления континентальных и морских свидетельств положения береговой линии в прошлом вследствие различия первичного материала является комплексное рассмотрение всех имеющихся данных с моря и суши. При этом следует интерпретировать фактические данные вне парадигмы только ледниковой теории, что дает возможность более точно реконструировать ход уровня Арктического бассейна, да и Мирового океана в целом.

Как было указано в начале главы, в природе существует гораздо больше механизмов колебаний уровня моря, чем те, что вызваны гляциоизостазией или

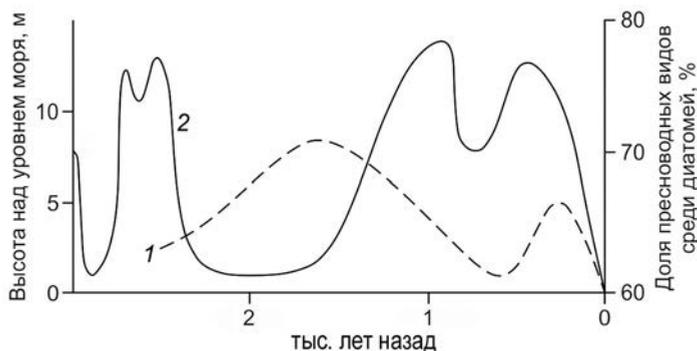


Рис. 1.2. Пример различной интерпретации палеогеографических событий.

1 — кривая уровня моря Лаптевых (Большаинов и др., 2013); 2 — изменения солености моря Лаптевых по данным скважины РМ 9482, расположенной севернее дельты р. Лены (Polyakova, Bauch, 1999; Bauch, Polyakova, 2003).

гляциоэвстазией (Lambeck, Chappell, 2001). Уровень поверхности вод Мирового океана может изменяться вследствие изменения объема океанической котловины, связанного с целым набором геократических причин (Бадюков, 1982). Уровень океана изменяется также вследствие изменения самого объема вод, что может быть вызвано не только таянием или разрастанием ледников, но и поступлением вод из земной коры. Так, В.В. Орленок (1998) считает, что в кайнозое поступление воды из недр Земли происходит прогрессивно в результате перераспределения масс внутри планеты. Благодаря современным спутниковым наблюдениям доказано, что уровень океана (эквипотенциальная поверхность геоида) в различных его частях имеет выпуклости и впадины амплитуда, которых в настоящее время составляет до 180 м (Тараканов, 1982).

Наконец, если проанализировать пространственное распределение значений современной изменчивости уровня арктических морей России (Ашик и др., 2010; см. также главу 3), то видно, что ход уровня в различных частях Арктического бассейна разнонаправлен. При общей тенденции к подъему относительного уровня моря выделяется ряд участков с наблюдаемой регрессией: Оленёкский залив, акватория в районе Северного острова архипелага Новая Земля, Обская и Байда-рацкая губа. Последние два эстуария оказываются самыми быстро воздымающимися участками побережий российской Арктики, что противоречит тектонической унаследованности движений земной коры, которая должна отмечаться погружением этих побережий. Значит, не только тектонические и гляциоэвстатические причины ответственны за колебания уровня моря. Существуют и другие механизмы его изменений в многолетнем и вековом масштабе времени.

Активно применяемым в последнее время в палеогеографических исследованиях, в том числе в реконструкциях изменения уровня моря в предшествующие голоцену древние периоды времени, является метод, основанный на определении изотопного состава кислорода в скелетах морских организмов. Принимая, что изотопные соотношения в основном обусловлены разбавлением океанических масс пресными водами ледников, полученные с помощью этого метода данные интерпретируются как показатели объема ледников на суше, косвенно отражающие эвстатические колебания уровня Мирового океана (Кинд, 1982).

Однако изотопный метод пока менее точен по ряду причин в сравнении с методами определения возраста древних береговых линий. Во-первых, соотношение изотопов кислорода ^{18}O и ^{16}O в карбонатах лишь косвенно отражает колебания уровня моря. Во-вторых, изотопные исследования не могут привести к датированию отложений, но сами нуждаются в хронологической привязке определенных этапов изменения содержания изотопов. Хронологическая же основа изотопных кривых довольно слаба. Возраст осадков, поднимаемых грунтовыми трубками со дна океанов и морей, определяется далеко не во всех колонках и в основном лишь для осадков, залегающих сверху.

Одна из самых известных колонок донных отложений, ставшая эталоном для сравнения изотопных соотношений кислорода в раковинах фораминифер различных частей Мирового океана, — шестнадцатиметровая колонка V 28-238, отобранная в экваториальной части Тихого океана (Shackleton, Opdyke 1973), датирована только границей инверсии магнитного поля Земли Брюнес — Матуяма (около 0,7 млн лет назад). К ней подстроена кривая содержания $\delta^{18}\text{O}$ (‰) в раковинах фораминифер из донных осадков колонок P 6304-9 Карибского моря (Emiliani, Shackleton 1973), которая значительно отличается по характеру пиков от тихоокеанской колонки V 28-238 и датирована ториевым методом по осадкам другой колонки Карибского моря с возрастом около 100 тыс. лет. Затем появились радиоуглеродные датировки донных отложений возрастом 22 тыс. лет, которые стали основанием для экстраполяции скорости осадконакопления до полученного возраста 100 тыс. лет, когда, по мнению исследователей, и был максимум температуры и максимум уровня моря в названную изотопную стадию 5e (Emiliani, Shackleton 1973). Затем кривая тихоокеанской колонки V 28-238 была интерполирована по возрасту от 0 до 700 тыс. лет (единственной датированной границей в этой колонке), была получена средняя скорость осадконакопления, равная 1,74 см за тысячу лет, и было рассчитано, что стадия 5e должна находиться на уровне возраста 120 тыс. лет (Emiliani, Shackleton 1973). Вот на таком шатком и весьма приблизительном возрастном основании до сих пор и покоится изотопно-кислородная хронология.

Далее последовал период интенсивного донного опробования Норвежского и Гренландского морей (Kellog, 1980). 24 колонки донных отложений были проанализированы на содержание в осадках карбоната кальция и три колонки подверглись изотопно-кислородному исследованию. Возраст отложений не был определен практически нигде за исключением двух голоценовых датировок в осадках колонки V28-14 (Kellog, 1980), зато уже на самих изотопных и карбонатных кривых появились возрастные рубежи 18, 82 и 120 тыс. лет, соответствующие стадиям 2, 5a и 5e. Метод определения этих возрастных рубежей указан выше — интерполяция между современностью и моментом инверсии магнитного поля Брюнес — Матуяма. Данные колонок по изотопно-кислородным соотношениям генерализовывались, и под них подводились временные основания. Исследователям Emiliani, Shackleton (1973) пришлось предложить пять различных временных шкал, практически не обоснованных реальным возрастом осадков, и из них была выбрана одна, на основе которой изотопные стадии стали отождествляться с определенным возрастом окончательно.

Важным «подтверждением» возраста стадий высокого стояния уровня моря стали уран-ториевые датировки уже упомянутых выше кораллов о. Барбадос (Broecker et al., 1968). Кораллы, залегающие на первой террасе высотой от 6 до 19,8 м, датированы возрастом 82 тыс. лет, залегающие на второй террасе высотой от

21,3 до 27,4 м имеют возраст 103 тыс. лет, а залегающие на третьей террасе высотой от 24,4 до 54,9 м датированы возрастом 122 тыс. лет. При этом просто принято, что третья терраса сформировалась при уровне моря, стоявшем на 6 м выше современного, а предшествующие датированные повышения уровня моря достигали отметок минус 13 и минус 14 м соответственно по отношению к современному уровню моря на основе якобы равномерных тектонических поднятий о. Барбадос, действующих с рубежа 122 тыс. лет назад до настоящего времени. Вот такая точность, судя по названию статьи Broecker et al. (1968), заложена в основу датирования изотопно-кислородных кривых, получаемых из отложений Мирового океана.

Наконец, кривые колебания уровня моря по изотопным данным построены, как отмечают сами авторы Shackleton, Opdyke (1973), на основе грубого допущения о том, что изменение содержания изотопа ^{18}O в скелетах раковин фораминифер на 0,1 ‰ соответствует изменению уровня моря на 10 м. Полученная с таким допущением уровенная кривая для центральной части Тихого океана сравнивалась с эвстатической, построенной для о. Барбадос (Атлантический океан) (Broecker et al., 1968), хотя, как было отмечено выше, исключительно эвстатическая природа последней кривой вызывает большое сомнение (Крапивнер, 2020). Хорошее совпадение кривых означает, по мнению авторов Shackleton, Opdyke (1973), достоверность выводов. При этом во всех публикациях, посвященных колебаниям уровня моря на основе изотопно-кислородных соотношений в раковинах фораминифер, которые содержатся в донных отложениях морей и океанов, принято, что понижение уровня моря связано исключительно с изыманием воды из океанов разраставшимися ледниками, а поступление воды в океан и повышение уровня моря происходили во время таяния ледников, и, значит, в периоды трансгрессий вода в океанах была теплой, а в периоды регрессий — холодной (Broecker et al., 1968).

Таким образом, необходимо признать, что, несмотря на широкое использование изотопного метода, теперь даже как основы геохронологии, его возрастная основа очень слаба, а изотопные соотношения кислорода в любых средах зависят от множества факторов и не определяются лишь соотношением пресных и соленых вод и температурой среды, но значительно большим числом факторов. Более того, глобальные построения на основе изотопной шкалы как по палеоуровню, так и по палеотемпературе противоречат палеогеографическим построениям, получаемым в конкретных регионах, например в российской Арктике (Большаинов, 2025) или в Антарктиде (Веркулич и др., 2013; Палеоклимат полярных..., 2019; Demidov et al., 2025).

Представления о причинах колебаний уровня крупных внутриконтинентальных водоемов также основаны на придании ведущей роли изменениям климата и оледенения: колебания уровня таких водоемов на протяжении десятков лет в настоящее время рассматриваются исследователями исключительно в связи с изменениями климата, а на протяжении тысяч лет — с поступлением и изъятием вод при таянии и разрастании ледников.

Рассмотрим для примера Каспийское море и Ладожское озеро. Водный баланс Каспийского моря и положение его уровня определяются взаимодействием двух основных факторов — это приток речных вод и видимое испарение (атмосферные осадки минус испарение) с морской акватории (Бородин, Мехтиев, 1992). Основной причиной резких изменений уровня Каспия является значительная вариация притока речных вод (Шикломанов и др., 2003). Другие причины современного повышения уровня моря, в частности тектонические процессы и увеличение притока из под-

земных источников, считаются нереальными. Специально посвященная изучению тектонических причин изменения притока и оттока вод в Каспийском море работа М.И. Кривошей (1997) вообще никем из современных исследователей Каспия даже не упоминается. Причина заключается в том, что в этой работе приводятся невязки водного баланса моря и речного стока с климатическими факторами, а изменения уровня Каспия доказательно объясняются поступлением и оттоком вод по разломам земной коры, установленным геофизическими методами, и по эпицентрам землетрясений. Анализ данных уровенных наблюдений во время повышений и понижений уровня Каспия в этой работе показывает, что в первом случае в центре Каспия образуется выпуклость водной поверхности, а во втором — воронка, в которую в 1978 г. из Каспийского моря оттекло 35 км^3 воды (Кривошей, 1997).

Такая же картина понимания колебаний уровня Ладожского озера, всецело базирующаяся на климатических причинах, практически исключает подземный сток из составляющих водного баланса (Калесник, 1968). Но элементарный анализ срочных значений уровня Ладоги и невязки водного баланса показывает, что подземный сток имеет существенное значение для хода уровня Ладожского озера и он сравним по порядку величин с поверхностным стоком (Большаинов, 2018; см. также главу 5).

Глава 2

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИЙ ИЗМЕНЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОГО УРОВНЯ МОРЯ

Основные натурные данные о колебаниях уровня моря в прошлом, в масштабах столетий, тысячелетий и древнее, предоставляют геологические и геоморфологические исследования. Они позволяют реконструировать хронологию и амплитуду изменений относительного уровня моря — высоту положения уровня моря относительно суши. В условиях постоянных изменений уровня моря и поверхности суши за изменение относительного уровня моря в первом приближении можно принять перемещение береговой линии. Применяемые в полярных областях Земли геологические и геоморфологические подходы и методы изучения изменений уровня моря, которые кратко характеризуются ниже, отличаются некоторой специфичностью объектов, методических возможностей и ограничений.

Объекты исследований

Морские формы рельефа и отложения. Морские формы рельефа на суше являются природными объектами, возникшими в результате непосредственного воздействия морских вод в прошлом. Они представлены волноприбойными нишами, клифами, террасами, береговыми валами и пляжами, обширными площадями морских равнин. Изучение плановых очертаний, высотного положения, морфологии и соотношения этих форм с рельефом другого генезиса дает информацию, прежде всего, о высотах прошлого стояния и характере изменений относительного уровня моря, а также в меньшей степени о времени их формирования.

Береговые валы и пляжи широко распространены на побережьях полярных областей (рис. 2.1). Они формировались, как правило, в течение последних сотен или нескольких тысяч лет. Их протяженность может составлять от десятков до сотен метров, иногда до нескольких километров, а превышение над уровнем моря и относительная высота отдельных форм колеблются обычно в пределах нескольких



Рис. 2.1. Вид на пляж и береговые валы на высоте до 12 м над уровнем моря на побережье полуострова Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика).

метров, редко превышая десять метров. Как отдельные формы, так и серии валов и пляжей маркируют высотные отметки, направленность и динамику прошлых изменений относительного уровня моря; при этом надо учитывать также зависимость образования и облика этих форм от рельефа берега и прилегающих участков морского дна, наличия рыхлых осадочных пород, прибрежных морских ледовых условий. В связи с относительно молодым возрастом первичный облик пляжей и береговых валов часто довольно хорошо сохранился, поэтому в методическом аспекте возможны и необходимы максимально точные определения их морфометрических характеристик. Также важным является детальное изучение строения отложений, слагающих эти формы, поиск содержащегося в них органического материала для дальнейшего датирования (плавниковой древесины, остатков морских животных, раковин моллюсков, водорослей и т. д.).

Волноприбойные ниши и протяженные, крупные (относительные превышения часто больше десяти метров) морские клифы четко выражены в рельефе современных побережий полярных областей (рис. 2.2). Их образование связано, прежде всего, с активным волновым эрозионным воздействием на берег в течение довольно долгого времени, преимущественно в процессе снижения относительного уровня моря. Другим важным фактором образования этих форм рельефа являются строение и состав слагающих берега горных пород, определяющие их устойчивость к морской абразии. Время формирования волноприбойных ниш и морских клифов можно оценить лишь примерно исходя из особенностей пространственного соотношения с другими формами рельефа и отложениями.

Морские террасы (абразионные, аккумулятивные, аккумулятивно-абразионные), их обширные поверхности или небольшие фрагменты распространены не только в прибрежных районах (см. рис. 2.2), но и на значительной высоте, далеко в глубине современной суши, в том числе в долинах рек; возраст этих форм рельефа может составлять от нескольких до сотен тысяч лет. Их образование в целом соотносится с длительными этапами стабилизации или сравнительно медленных

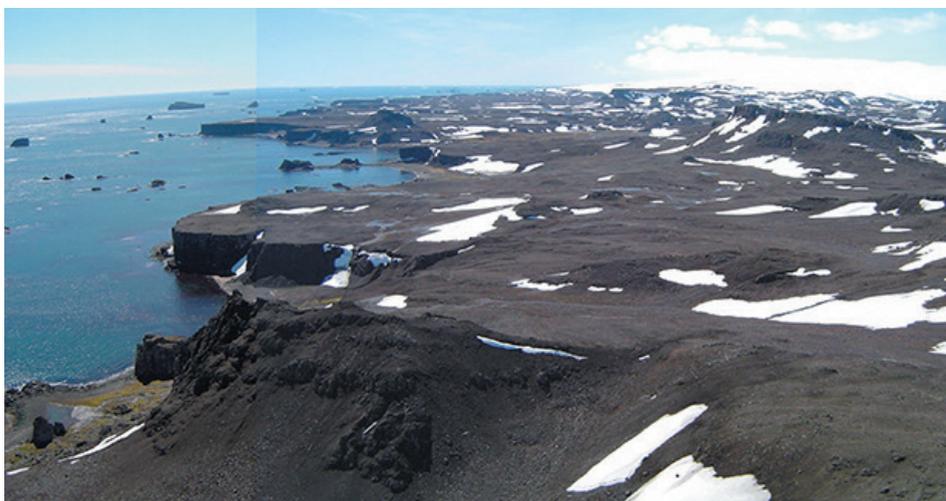


Рис. 2.2. Клифы высотой до 30 м и поверхность древней абразионной террасы до высоты 40—50 м над уровнем моря на западном побережье полуострова Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика), у мелководной прибрежной зоны пролива Дрейка.

однаправленных изменений относительного уровня моря (повышение, понижение), в ходе которых шло либо накопление отложений на морском дне, либо выработка поверхности дна абразией. Определение высоты морских террас, их размеров и простираения вдоль берега, анализ их положения среди окружающих форм рельефа и отложений позволяют примерно оценить основную направленность, динамику и временной интервал их формирования. Уточнению времени формирования террас и хода морских событий прошлого способствует изучение слагающих их морских отложений (при наличии таковых) или перекрывающих морские террасы отложений континентального генезиса.

Морские отложения на суше залегают *in situ* в пляжах, береговых валах, аккумулятивных и аккумулятивно-абразионных морских террасах, а также в виде отдельных толщ в разрезах с отложениями континентального генезиса (речными, болотными, озерными и другими). Определение их высотного положения, особенностей залегания, строения, литологии, гранулометрических и геохимических характеристик, возраста и видового состава включенной в них флоры и фауны позволяет оценивать динамические характеристики, глубину моря (то есть положение уровня моря), температурные, ледовые и другие условия создавших их морских вод.

Помимо истинного залегания, морские отложения встречаются в переотложенном или перемещенном виде в отложениях ледникового и водного генезиса. В этих случаях изучение возраста и видового состава морской органики может дать сведения для предположений о времени, условиях и области распространения морских вод в исследуемом районе в прошлом (Веркулич и др., 2013).

Наряду с высоким потенциалом исследований морских форм рельефа и отложений, интерпретация результатов этих исследований часто затруднена. Первая проблема заключается в необходимости проведения в некоторых полярных районах (например, в Антарктике) довольно сложной и зачастую весьма приблизительной коррекции результатов радиоуглеродного датирования морской органики (см. ниже). Вторая проблема — широкий интервал глубины и разнообразие экологии обитания морских организмов, что снижает точность реконструкции высоты уровня моря в момент их захоронения в осадках (Ahn, 1994; Stockton, 1984). Третья проблема — сложность проведения корректной оценки хронологии и амплитуды изменения относительного уровня моря в прошлом на основе изучения морских форм рельефа, которая объясняется нехваткой знаний о процессах образования этих форм и часто отсутствием сопутствующих пригодных для определения возраста морских отложений.

Континентальные формы рельефа и отложения. Изучение континентальных отложений полярных областей предоставляет разнообразные сведения о морских событиях в прошлом. В простом случае определение возраста органического материала в континентальных отложениях различного генезиса (аллювиальные, болотные, почвенные и другие), подстилающих или перекрывающих морские отложения, порой является единственным способом примерной оценки времени событий, связанных с изменениями уровня и ареала распространения морских вод. Помимо этого, плановое и высотное положение континентальных форм рельефа и отложений установленного возраста очерчивает максимальные пространственные и временные границы распространения моря в исследуемых районах.

Более сложный новый подход к использованию континентальных форм рельефа и отложений для реконструкции колебаний уровня моря был применен в исследу-

дованиях, результаты которых приводятся и обсуждаются в настоящей монографии. Он основан на бесспорном факте, что длительные (от сотни лет) высоко амплитудные (от нескольких метров) колебания уровня моря приводят к существенным смещениям базиса эрозии для речных и озерно-речных систем. Такие изменения закономерно сказываются на перестройке гидрологических и связанных с ними геологических процессов в руслах и в долинах рек (особенно, в области дельт и нижних участков долин), что выражается в образовании форм рельефа и отложений, соответствующих текущему положению относительного уровня моря. Детальное изучение планового рисунка, высотного положения, морфологии речных и озерных форм рельефа (поймы, террасы, и другие), особенностей залегания, состава, строения и возраста слагающих эти формы отложений дает возможность оценить направленность, амплитуды и периоды изменения базиса эрозии (относительного уровня моря) в прошлом.

В этом контексте одним из предлагаемых новых объектов исследований являются органо-минеральные отложения аллохтонного характера, накапливающиеся в устьях рек при повышенном стоянии уровня воды в результате подпора стока рек при повышенном стоянии уровня приемных водоемов (моря) или на самих побережьях морей и внутриконтинентальных водоемов также в результате колебаний их уровня. Такие отложения, состоящие из переслаивающихся растительных остатков (зеленые мхи, осоки, детрит древесины и других растений, водорослей) с песком и алевритом, названы слоёнкой (Большаинов и др., 2013) из-за того, что отваливающиеся мерзлые блоки такой породы во время половодья в дельте р. Лены выглядят как отрезанные куски слоеного пирога (рис. 2.3).

Характерными чертами строения слоёнки являются: слоистость, слабая степень разложения растительного материала, большая мощность (до 18 м) и высокая скорость накопления (0,2—1,6 м за 100 лет в дельте р. Лены) (Большаинов и др., 2013). Формирование слоёнки происходит в условиях повышения уровня водоема, когда смытая с больших площадей растительность откладывается на дно мелково-



Рис. 2.3. Обрушение блоков, сложенных слоёнкой, в Оленёкской протоке дельты р. Лены.

дных бассейнов с замедленным водообменом (бухты, заливы, эстуарии, старицы) и смешивается с живыми растительными сообществами, произрастающими на осушках (ваттах), в условиях постоянных колебаний уровня воды суточного, синоптического (приливы и отливы, сгоны и нагоны) и векового масштабов. Подобные массивы растительного материала можно наблюдать в современных условиях, когда выносимые потоками остатки растительности оседают на дно при выходе потоков (рек, ручьев) в расширение водоема в условиях подпора со стороны водоема (озера, моря). Отложения слоёнки могут быть смыты эрозией реки при понижении базиса эрозии или при последующем повышении уровня водоема, но могут и сохраняться длительное время в виде погребенных или экспонированных денудационных останцов (рис. 2.4) или обнажений слоёнок среди более молодых отложений. Волнистая и горизонтальная слоистость толщ слоёнок демонстрирует условия осадконакопления в водоеме. Химический состав этих отложений чаще пресноводный, но есть разрезы слоёнок, несущие в себе следы влияния морских вод в виде хлоридно-натриевого засоления отложений (Большиянов и др., 2020). Зачастую слоёнки содержат скопления янтаря, и это также доказывает, что обстановка их формирования связана с морем (Большиянов и др., 2023).

Имея достаточное количество радиоуглеродных датировок слоёнок в различных частях долины реки, эстуария или дельты, можно, сопоставив их, представить себе картину повышения уровня воды или регрессий на протяжении столетий, связанных с изменениями уровня воды (базиса эрозии) в приемных водоемах, то есть с ходом колебаний уровня моря (Большиянов, 2025; Большиянов, Макаров, 2022; Макаров, Большиянов, 2017).

Донные отложения озер полярных областей представляют собой естественные архивы непрерывно накапливающихся данных о состоянии природной среды в пределах их водосборных бассейнов на протяжении сотен и тысяч лет. Котловины многих озер, расположенных сравнительно близко к морскому берегу и невысоко над современным уровнем моря, в прошлом заполнялись морскими водами, и в



Рис. 2.4. Обнажение слоёнки, слагающей огромные площади первой террасы в дельте р. Лены.

них находились водоемы лагунного или озерно-лагунного типа. Литологические, гранулометрические, геохимические и микропалеонтологические характеристики накопившихся в таких водоемах отложений указывают на морские условия осадко-накопления в прошлом. В случае определения возраста этих морских отложений, а также подстилающих и перекрывающих их пресноводных отложений можно установить хронологию изменения высоты стояния морских вод в исследуемом районе. Помимо этого, при подъеме уровня и приближении границы морских вод к озерному бассейну (без прямого проникновения в озеро) в озерные воды может поступать возросшее количество морских аэрозолей. Это влияет на изменение химического состава вод, видового состава диатомового комплекса и, следовательно, отражается в изучаемых характеристиках донных отложений.

Специфическим объектом, изучение которого дает информацию об изменении уровня моря в прибрежных районах Антарктиды, являются органические отложения в гнездах пингвинов. Найдя удобные для проживания, свободные от ледников, снежников, морских вод участки берега, пингвины Адели (*Pygoscelis adeliae*) создают гнезда, которые могут использоваться в течение столетий и в которых вместе с мелкоземом накапливаются фрагменты яиц, гуано. Поскольку птицы строят гнездо из мелких камней, отложения в центре гнезда мощностью до нескольких дециметров не подвергаются дефляции и размыванию в стороны, накапливаясь последовательно, а возраст нижних слоев этих отложений соотносится с минимальным временем заселения птицами конкретных участков суши.

Сопоставление результатов радиоуглеродного датирования возраста покинутых гнезд и распределение этих гнезд по высотным профилям на берегах заливов позволяют реконструировать относительные изменения уровня моря (Baroni, 1994; Baroni, Orombelli, 1994; Tatur et al., 1997). Однако при интерпретации данных изучения орнитогенных почв возникают проблемы. Во-первых, заселение пингвинами конкретных участков побережья зависит одновременно от ряда обстоятельств: близости гнезда к морю, рельефа берега, наличия необходимого субстрата на поверхности и материала для постройки гнезда, наличия рядом пресных вод и др. Во-вторых, время появления гнезда отличается от времени освобождения места гнездования в результате воздействия моря, причем разницу во времени порой можно только предполагать. Еще одной проблемой является необходимость коррекции получаемых радиоуглеродных датировок отложений (см. ниже).

Методы исследований

Корректность реконструкции изменений уровня моря в прошлом в большой степени зависит от используемого набора методов аналитических исследований отложений; в свою очередь, этот набор зависит от типа отложений, условий их формирования. Как правило, уже первое, визуальное изучение отложений на суше или в колонках из водоемов позволяет определить генезис отложений, наметить стратегию предстоящих аналитических исследований и отобрать необходимые образцы на основе выявления: залегания, строения отложений, характера слоистости, примерной размерности и особенностей залегания основных литологических разностей материала, наличия и залегания органических макроостатков различного генезиса и типа. В других случаях поиск и отбор отложений определенного генезиса производятся в соответствии с методическими требованиями конкретного анализа (например, для датирования возраста методом ОСЛ). Ниже приводится краткий перечень основных, наиболее часто используемых методов аналитических исследований.

Гранулометрический и геохимический анализ. Гранулометрический анализ рыхлых отложений дает данные о размерности осадочных частиц (гранулометрические фракции), о соотношении гранулометрических фракций (в процентах) в отдельных образцах и по разрезам. Эта информация отражает условия образования отложений. Например, при исследованиях отложений водоемов и рек результаты гранулометрического анализа могут указывать на геологические и гидродинамические условия осадконакопления: на особенности водного баланса и эрозийной активности на водосборных площадях, на энергию водных потоков, на глубину водоемов, на формирование отложений в береговой, литоральной или сублиторальной областях моря.

Геохимический анализ неорганического вещества предоставляет, прежде всего, сведения о химических характеристиках водной среды во время накопления отложений (соленость, химический состав). Такие сведения помогают установить тип водоема в прошлом (пресноводный, морской, озерно-лагунный), степень влияния морских и пресных вод на его гидрологию и экологию, и соответственно, приблизительную высоту стояния морских вод в прошлом.

Геохимический анализ органического вещества в большинстве случаев заключается в определении таких параметров, как общая концентрация органического углерода (total organic carbon content, TOC), содержание в органических осадках углерода (C) и азота (N), а также их соотношение (C/N). Значения этих параметров и их вариации по разрезам отложений отражают изменения продукции первичной биомассы и степени ее преобразования в ходе осадконакопления, изменения количества доставляемого на дно обломочного материала или степени растворения здесь карбонатного материала, изменения соотношения осаждаемого аллохтонного и автохтонного материала и другие условия осадконакопления, которые свидетельствуют о генезисе отложений и предшествующей природной обстановке в исследуемом районе. Для некоторых водоемов исследователи определяют дополнительные геохимические характеристики. Например, присутствие меди и фосфора в отдельных антарктических озерах связано с попаданием сюда материала из соседних колоний пингвинов. Изучая вариации количества этих элементов по разрезам, можно проследить динамику популяции птиц, отражающую изменения природных условий в прибрежных районах, в том числе изменения уровня моря (Zale, 1994a; Wasilowska et al., 2017).

Исследования ископаемой флоры и фауны. Изучение залегающей в морских отложениях флоры и фауны предоставляет разнообразную информацию о прошлых морских событиях. Датирование возраста морских организмов, которое будет детальнее рассмотрено ниже, дает возможность установить примерные временные и высотные границы распространения моря в прошлом. Палеонтологический анализ ископаемых макроостатков в случае их достаточной сохранности позволяет определить виды водорослей, раковин моллюсков, костных остатков морских животных. Вместе с имеющимися знаниями об экологии обитания установленных видов эти определения помогают реконструировать такие характеристики морского палеоводоема, как примерная глубина, химизм вод, гидродинамические и ледовые условия.

Наиболее часто в исследованиях отложений водного генезиса (морских, пресноводных) применяются микропалеонтологические методы, особенно диатомовый анализ. Это связано с тем, что диатомовые водоросли (Bacillariophyta) доминируют в фитопланктоне морских вод и обитают в большинстве озер полярных областей. Кроме того, благодаря кремниевой клеточной оболочке остатки диатомей хорошо

сохраняются в донных осадках, составляя здесь до 40—60 % всего материала. Развитие разных видов диатомей зависит от глубины, характера водообмена, солёности, наличия питательных веществ, pH, температуры, ледового режима водоемов. Виды группируются по экологии их обитания (морские, пресноводные, бентосные, планктонные, океанические, открыто-морские, ледово-морские, и т. п.) и формируют в осадках диатомовые комплексы (наборы различающихся по экологии обитания видов с их количественным присутствием).

Результаты определения видового и количественного состава диатомей в ископаемых диатомовых комплексах вместе со знанием современной биогеографии и экологии видов предоставляет информацию о таких условиях эволюции водоемов, как изменение глубины (уровень моря), влияние океанических вод (циркуляция и связь с океаническими массами), химизм вод, ледовый и температурный режим. Весьма корректные сведения об относительных изменениях уровня моря дает диатомовый анализ отложений расположенных невысоко и вблизи моря озера, который фиксирует чередование морских и пресноводных диатомовых комплексов (Веркулич и др., 1990, 1995, 2007; Wassel, Håkansson, 1992; Zwart et al., 1998). Следует отметить, что при всей масштабности применения диатомовый анализ имеет ряд недостатков: таксономия, биогеография и экология диатомей все еще недостаточно изучены; условия обитания многих видов довольно широки; створки диатомей могут растворяться при формировании осадков, искажая картину первичного количественного соотношения видового состава диатомовых комплексов.

В отличие от диатомового фораминиферовый анализ применим только к морским отложениям, так как фораминиферы — морские бентосные или планктонные организмы — имеют известковую раковину и не могут развиваться в пресноводных условиях. Поэтому наличие фораминифер (тип Protozoa, класс Sarcodina, отряд Foraminifera) является дополнительным доказательством морского происхождения изучаемых отложений, а видовой состав залегающих в отложениях фораминифер служит индикатором температуры и солёности морских вод, содержания растворенного кислорода и глубины морского бассейна в прошлом.

Палинологический анализ может использоваться при изучении практически всех типов четвертичных отложений, являясь эффективным преимущественно при исследовании отложений болот и озер, в которых пыльца и споры сохраняются лучше всего, и реже — морей (Bennet, Willis, 2001). Подробная методика проведения анализа представлена в целом ряде как отечественных, так и зарубежных публикаций (Николаевская и др., 2015; Спорово-пыльцевой анализ, 1950; Чернова, 2004; Berglund, Ralska-Jasiwiczova, 1986; Faegri, Iversen, 1989; Moore et al., 1991 и др.). Результаты анализа обычно приводятся в виде диаграммы, на которой отражен состав спорово-пыльцевого спектра каждого изученного слоя отложений, выраженный в процентах. Метод спорово-пыльцевого анализа имеет стратиграфическое значение для определения возраста и корреляции отложений, позволяет реконструировать такие компоненты природной среды полярных областей прошлого, как растительность и ландшафты, климатические характеристики (Гричук, 1978; Климанов, 1985; Guiot, 1990; Overpeck et al., 1985). Эти сведения необходимы для оценки состояния и причин изменения природных условий районов во взаимосвязи с морскими событиями.

Методы определения возраста отложений. Знание возраста отложений — принципиальное условие выполнения корректных палеогеографических реконструкций. Ниже кратко характеризуются основные методы датирования возраста отложений, применяемые в полярных областях Земли в контексте изучения морских

событий прошлого, с оценкой их возможностей и в некоторых случаях специфических ограничений.

Как и в большинстве районов планеты, в полярных областях наиболее массово используется метод радиоуглеродного датирования возраста органического материала, представленного в отложениях разного генезиса остатками флоры (древесные, травянистые, мхи, водоросли), фауны (раковины, фораминиферы, наземные млекопитающие, киты, тюлени, птицы) и органическими отложениями в гнездах птиц. Предельные возрастные границы этого метода захватывают голоцен и поздний неоплейстоцен — до 55 тыс. лет назад, и в целом удовлетворительны для нашего исследования. При достаточном количестве (навесках) отобранного для датирования материала в наших исследованиях применялись традиционные (конвенциональные) методы датирования (Арсланов, 1987; Кузнецов, 2008); в случае малых навесок из-за ограниченной возможности отбора органического материала из отложений применялся метод ускорительной масс-спектрометрии (Accelerator mass spectrometry, AMS).

Помимо общеизвестных причин ограничений и погрешностей радиоуглеродного метода (неоднородность содержания углерода в атмосфере, загрязнение образцов и др.), в полярных областях, особенно в Антарктиде, существуют специфические проблемы радиоуглеродного датирования. Они выражаются в отклонении полученных значений радиоуглеродного возраста от истинного в сторону его увеличения. Главными причинами этих проблем в Антарктиде служат наличие обедненных углеродом ^{14}C вод и замедленный газообмен между водоемами и атмосферой. В частности, погрешности датирования ископаемых морских организмов связаны с так называемым эффектом антарктического морского резервуара (Antarctic Marine Reservoir Effect, AMRE) (Omoto, 1983; Gordon, Harkness, 1992), который вносит в измеренные значения радиоуглеродного возраста морской флоры и фауны ошибки относительно истинного возраста в пределах сотен — тысяч лет, причем эти ошибки имеют локальный характер и зависят также от типа датируемого материала. Результаты датирования возраста органического вещества, происхождение которого связано с пресноводными условиями, также могут быть искажены в силу ряда причин: снабжение водоемов древними ледниковыми водами с уменьшенным содержанием ^{14}C ; затрудненность газообмена водоемов с атмосферой из-за суровости ледовых условий; повторное усвоение «древнего» углерода растительностью в стратифицированных озерах с замедленным водообменом (Adamson, Pickard, 1986; Björck et al., 1991b; Doran et al., 1999; Melles et al., 1994, 1997; Schwab, 1998; Squires et al., 1991; Zale, 1994a).

Коррекция указанных отклонений из-за влияния AMRE выполняется с помощью датирования современной антарктической биоты, позволяющего очертить границы ошибок метода (Baroni, Orombelli, 1991; Berkman, Forman, 1996; Berkman et al., 1998; Colhoun, Adamson, 1992; Gordon, Harkness, 1992; Whitehouse et al., 1988; Yoshida, Moriwaki, 1979). При изучении донных осадков (когда по разрезам получено несколько датировок) разницу между истинным и радиоуглеродным возрастом можно выявить по линии распределения значений радиоуглеродного возраста по глубине разреза (Melles et al., 1994; Schwab, 1998; Squires et al., 1991). Таким образом, результаты радиоуглеродного датирования могут быть приближены к истинным значениям возраста отложений. В нашей работе, в частности в п. 6.2, реконструкции выполнены с применением таких «исправленных» датировок.

Уран-ториевый метод (Edwards et al., 1986) применяется при датировании возраста ископаемых раковин морских моллюсков или костных остатков морских животных. Временные границы использования уран-ториевого метода лежат в пределах от нескольких лет до примерно миллиона лет, перекрывая границы радиоу-

глеродного датирования по схожему материалу. Это позволяет контролировать результаты радиоуглеродных датировок, а также устанавливать хронологию событий древнее границ применения радиоуглеродного метода.

В наших исследованиях широко применялись датировки отложений методами электронно-парамагнитно-резонансной спектроскопии (ЭПР) и оптически инфракрасной стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ), особенно разновидностью последнего с использованием полевого шпата. В зернах этого минерала при захоронении происходит запасание энергии ионизирующей радиации, которая в лабораторных условиях может быть освобождена в виде светового излучения с интенсивностью, пропорциональной величине накопленной энергии ионизирующей радиации, а значит, и возрасту отложений.

Возраст раковин (или время последнего облучения зерен кварца и полевого шпата, входящих в состав датируемых методом ОСЛ отложений) определяется соотношением величины поглощенной палеодозы (измеряемой посредством ЭПР и ОСЛ) и мощности дозы природной радиации (рассчитываемой на основе данных радиационного анализа окружающей среды). Мощность дозы в месте захоронения раковин или отбора образцов на ОСЛ анализ обуславливается природной концентрацией долгоживущих изотопов урана, тория с продуктами их распада и калия, входящих в состав вмещающих отложений, а также космическим излучением (Молодков и др., 1987).

Специально проведенные в лаборатории GeoAge (Таллинн, Эстония) исследования по параллельному датированию одних и тех же образцов методами ЭПР и ИК-ОСЛ позволили наиболее точно датировать изучаемые в Арктике отложения, так как каждый из методов датирования имеет свои проблемы и неопределенности (Molodkov, 2012; Гусев и др., 2016). Именно ЭПР метод датирования морских отложений вывел исследования по колебаниям уровня моря на новый этап понимания хронологии плейстоценовых морских трансгрессий (Molodkov, Bolikhovskaya, 2002; Большианов, 2025). В антарктической палеогеографии ОСЛ методы применялись в Сухих Долинах Земли Виктории, в оазисах Холмы Ларсеманн и Бангера для определения хронологии накопления донных осадков в водоемах и дегляциации территорий (Berger, Doran, 2001; Doran et al., 1999; Gore et al., 2001; см. также п. 6.1). Важно также, что временные границы применения ЭПР, ОСЛ и ИК-ОСЛ методов перекрывают границы радиоуглеродного и уран-ториевого методов, что дает возможность сравнения результатов всех методов между собой.

Варвометрический анализ основан на подсчете и измерении толщины годовых слоев озерных отложений, образование которых связано, прежде всего, с резкими колебаниями притока вод в водоем и его гидродинамическим режимом и, соответственно, с последовательным отложением на дне весенне-летних относительно крупных фракций осадка (например, песчано-алевритовых) и затем зимних более мелких фракций (например, глинистых). Для обозначения регулярной годичной слоистости используется также термин «ленточные отложения». Подсчет годовых пар помогает оценить продолжительность накопления толщи. Для приледниковых водоемов, подвергавшихся воздействию морских вод в прошлом и характеризующихся практически полным отсутствием в отложениях органического материала для датирования, применение варвометрического метода порой является единственным способом установления хронологии изменений климата и уровня моря в прошлом (Большианов, Макеев, 1995).

Глава 3

СОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Уникальная возможность представить направленность колебаний уровня морей российской Арктики была обеспечена гидрометеорологическими наблюдениями во времена существования Советского Союза, когда на арктическом побережье России по единой методике работали десятки гидрологических (уровенных) постов. С развалом Советского Союза уровенные наблюдения не только на морях, но и на внутренних водоемах России были существенно сокращены, велись с недостаточной точностью для понимания этого очень сложного процесса, и возможность получения картины колебаний уровня морей векового масштаба была утрачена. Обобщение данных 60 гидрометеорологических станций по ходу уровня арктических морей за единый период длительностью 60 лет в XX столетии было выполнено в ААНИИ (Ашик и др., 2010).

Для анализа многолетней изменчивости уровня, как правило, используются сведения о среднегодовом уровне моря, полученном путем осреднения за соответствующий период данных наблюдений на отдельных береговых гидрометеорологических станциях. Непременным условием при этом является приведение данных наблюдений к одному горизонту. Изменение уровня моря в каждой конкретной точке наблюдения обусловлено гидрометеорологическими и геологическими причинами. Определение роли отдельных факторов в общем процессе многолетних изменений уровня моря является крайне сложной задачей в силу отсутствия или недостатка информации для оценки отдельных составляющих колебаний уровня, а также из-за наличия обратных связей между этими составляющими.

Для оценки линейного тренда в колебаниях уровня моря, как правило, используется коэффициент уравнения линейной регрессии, связывающий величину среднегодового уровня с номером года:

$$H_i = aN_i + H_o,$$

где H_i — среднегодовой уровень, N_i — номер года, a — величина линейного тренда; H_o — средний уровень моря. Вычисление величины линейного тренда и среднего уровня осуществляется на основе метода наименьших квадратов. Полученные линейные тренды по каждой из станций приведены в табл. 3.1.

В соответствии с данными табл. 3.1 большинство побережий испытывает подъем уровня моря. Только в трех регионах, несмотря на колебательный характер межгодовых значений, регистрируется устойчивое понижение уровня моря, а значит, относительное повышение и выход берегов из зоны морского затопления: 1) архипелаги Шпицберген, Земля Франца Иосифа, и Северный остров архипелага Новая Земля; 2) Обская губа, Байдарацкая губа, полуостров Ямал; 3) Хатангский и Оленёкский заливы. Однако следует отметить, что реальный характер колебаний уровня моря представляет собой более мозаичную картину, чем та, что основана преимущественно на

**Величина линейного тренда C (см/год) колебаний уровня моря
и средняя квадратическая ошибка ее определения S_C
на гидрометеорологических станциях российской Арктики
за период длительностью 60 лет до развала сети наблюдений
в 90-х годах XX столетия**

№ п/п	Название станции	C	S_C	№ п/п	Название станции	C	S_C
1	Баренцбург	-0,288	0,035	31	о. Малый Таймыр	0,275	0,059
2	им. Кренделя	-0,240	0,071	32	о. Андрея	0,372	0,070
3	Русская Гавань	-0,061	0,060	33	о. Преображения	0,122	0,071
4	Малые Кармакулы	0,206	0,074	34	м. Косистый	-0,713	0,088
5	Мурманск	0,361	0,054	35	Анабар	-0,910	0,334
6	м. Белый Нос	0,166	0,197	36	м. Терпий-Тумса	0,269	0,069
7	Мыс Желания	-0,031	0,077	37	Усть-Оленек	-0,046	0,105
8	м. Болванский Нос	0,296	0,061	38	о. Дунай	0,260	0,049
9	Югорский Шар	0,063	0,057	39	Тикси	0,162	0,041
10	Амдерма	0,419	0,044	40	о. Муостах	0,305	0,078
11	Усть-Кара	0,170	0,033	41	м. Святой Нос	0,206	0,102
12	Моржовая	0,065	0,102	42	м. Кигилях	0,051	0,044
13	Тадебьяха	-0,292	0,128	43	пр. Санникова	0,148	0,051
14	Се-Яха	-0,297	0,147	44	о. Котельный	0,503	0,058
15	Антипаюта	-0,639	0,266	45	о. Жохова	0,206	0,078
16	Сопочная Карга	0,260	0,065	46	Земля Бунге	0,263	0,080
17	Диксон	0,216	0,080	47	м. Шалаурова	0,058	0,052
18	о-ва Известий ЦИК	0,005	0,042	48	о. Четырехстолбовой	0,141	0,089
19	о. Уединения	0,098	0,069	49	Амбарчик	0,320	0,079
20	о. Визе	0,037	0,038	50	Рау-Чуа	0,021	0,063
21	о Голомяный	0,078	0,042	51	о. Айон	0,056	0,067
22	о-ва Краснофлотские	0,256	0,066	52	Певек	0,281	0,050
23	о. Исаченко	0,369	0,075	53	м. Валькаркай	0,324	0,101
24	м. Стерлегова	0,073	0,076	54	м. Биллингса	0,179	0,079
25	о. Правды	0,297	0,088	55	о. Врангеля	0,260	0,048
26	о. Русский	-0,052	0,111	56	Мыс Шмидта	0,189	0,063
27	о. Гейберга	0,262	0,063	57	Ванкарем	0,301	0,050
28	м. Челюскина	0,274	0,054	58	о. Колючин	0,270	0,071
29	б. Солнечная	0,457	0,065	59	Неттен	0,221	0,058
30	м. Песчаный	0,417	0,097	60	о. Ратманова	0,022	0,105
	Среднее					0,118	0,080

инструментальных наблюдениях и показана в условном виде на рис. 3.1. Например, по геоморфологическим данным преобладающая часть Новосибирских островов испытывает погружение (рост уровня моря) и вызванный этим процессом активный размыв прибрежного ледового комплекса пород, тогда как территория о. Малый Ляховский явно поднимается, окружая себя аккумулятивной морской террасой, препятствующей такому размыву. Еще более контрастная картина отслеживается в Оленёкском заливе, где на станции Усть-Оленёк фиксируется тренд к понижению уровня моря, а на станции Терпий-Тумса — к повышению (Большаинов и др., 2013). Очевидно, что современное отступление уровня моря в Обской и Байдарацкой губе совершенно противоположно тому наступлению уровня моря, которое и создало эти глубокие заливы в конце плейстоцена и в голоцене (Авдалович, Биджиев, 1984).

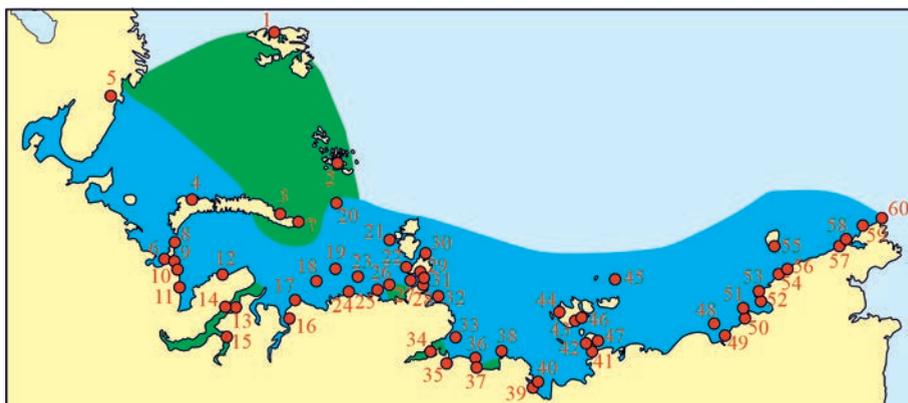


Рис. 3.1. Схема современных колебаний уровня морей российской Арктики (Ашик и др., 2010). Точки с номерами — расположение гидрометеостанций в соответствии с указанными в табл. 3.1. Зеленым цветом изображены районы понижения уровня моря, синим цветом отмечены районы повышения уровня моря.

В обширной дельте р. Лены происходят разнонаправленные колебания уровня моря: со стороны Оленёкского залива (с запада) уровень понижается, а с северо-запада (полярная станция Дунай) и юго-востока (пос. Тикси) уровень повышается. Такие контрастные тенденции на ограниченных участках побережий вызываются, вероятнее всего, не столько гидрометеорологическими факторами, сколько мозаичностью блоковых движений земной коры (Большаянов и др., 2019). В целом огромные размеры территории российской Арктики и разрозненность наблюдательной сети даже из 60 станций не позволяют достаточно точно определить тенденции хода уровня моря. Например, все побережье Кольского п-ова охарактеризовано данными лишь одного пункта наблюдений в Мурманске, указывающими на повышение уровня моря. Вместе с тем в соответствии с геоморфологическими данными уровень моря по северному побережью Кольского п-ова в настоящее время опускается, что вызвано тектоническим воздыманием полуострова (Митяев, 2014).

Кроме пространственных различий, существует и временной аспект разнонаправленности колебаний уровня моря, выявляемый для последних сотен лет. Такие колебания отмечены для Чёрного моря на гидрометстанциях с вековой продолжительностью наблюдений: в Севастополе с 1917 г. по начало XXI века происходило незначительное повышение уровня моря со скоростью $0,150 \pm 0,001$ см/год, а с 2009 г. происходит понижение уровня со скоростью $0,70 \pm 0,02$ см/год; в Туапсе общий тренд составил $0,23 \pm 0,001$ см/год, а с начала нынешнего века наблюдается отрицательный тренд $-1,190 \pm 0,021$ см/год (Пилик и др., 2024).

Ряд данных по современному изменению уровня моря, полученных путем инструментальных измерений, можно продлить в относительно недалекое прошлое, используя другие методы: геолого-геоморфологический, картографический. Например, для воссоздания истории изменения уровня моря Лаптевых на этапе, охватывающем последние 240 лет (рис. 3.2), были использованы карты (Часть Мангазейского ..., 1770; Берег ледовитого моря..., 1823; Генеральная карта..., 1826; Карта Восточной Сибири..., 1855; Карта Азиатской России..., 1883; Карта Якутской области, 1890; Карта Азиатской России..., 1919; Карта Восточной Сибири и Приамурья, 1914). Для последнего тысячелетия и более ранних этапов голоцена информацию о положении уровня моря Лаптевых дают данные геолого-геоморфологических исследований (Макаров, 2009).

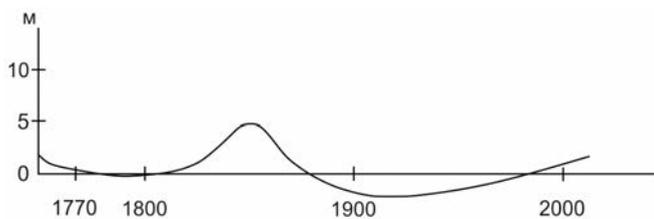


Рис. 3.2. Колебания уровня моря Лаптевых (метры над современным уровнем моря) в районе дельты р. Лена, построенные по картам, радиоуглеродным датировкам и современным тенденциям изменения уровня (Большаянов и др. 2013).

Следует отметить, что точность перечисленных методов различна. Инструментальные наблюдения позволяют отслеживать ежегодную изменчивость, амплитуда которой составляет несколько миллиметров за год. Использование картографических материалов дает возможность говорить лишь о направленности процесса изменения уровня моря, что обусловлено недостаточной точностью построения карт в XVIII, XIX и начале XX века. Тем не менее для дельты р. Лены стало возможно выявить поднятие уровня моря Лаптевых на 3—5 м в середине XIX века. На карте за 1855 г. (Карта Восточной Сибири..., 1855) видно, что полуостров Быковский был островом, а это является свидетельством подъема уровня моря как минимум на 5 м. Геолого-геоморфологические методы, которые позволяют многократно увеличить период выявленных колебаний уровня, характеризуются еще меньшей точностью и имеют временное разрешение преимущественно в сотни лет.

Таким образом, современные колебания уровня арктических морей России указывают на разнонаправленность этих колебаний. В одних областях уровень моря растет, в других, даже очень близких к первым, падает. Кроме того, существуют и временные флуктуации направленности колебаний уровня, которые имеют разный порядок продолжительности — от десятков (Моря российской Арктики..., 2021) до тысяч (Большаянов, 2025) лет. Современные изменения уровня моря демонстрируют наличие тектонической составляющей, которая уже никак не связана с гляциоизостазией или гляциоэвстазией, например, в дельте р. Лены (Большаянов и др., 2019).

Глава 4 ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЕЙ ЕВРАЗИЙСКОЙ АРКТИКИ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

4.1. Свидетельства хода, амплитуды и условий каргинской трансгрессии

Каргинские морские и лагунно-морские отложения широко распространены на п-ове Таймыр и прилегающих территориях (рис. 4.1). Они прислонены или залегают на более древних осадках преимущественно морского происхождения. Морские пески, охарактеризованные комплексом фораминифер и радиоуглеродной датировкой растительных остатков 47430 ± 1050 лет назад, указывают на то, что в обнажении 15 в долине р. Бинюды (правый приток р. Пясины) на высоте до 42 м над уровнем моря вскрываются отложения регрессивной стадии морского бассейна, в течение которой климат изменялся от сухого и холодного к влажному и более теплому (Большой



Рис. 4.1. Схема расположения точек исследования четвертичных морских отложений, датированных временем каргинской трансгрессии.

1 — р. Бинюда, приток р. Пясины; 2 — Трапповый утес в р. Пясины; 3 — Берег Прончищева; 4 — р. Луктах; 5 — р. Логата; 6 — р. Гусиная; 7 — бухта Михайлова; 8 — п-ов Оскара; 9 — пос. Новорыбное на берегу Хатангского залива; 10 — устье р. Хастыр на п-ове Хара-Тумус; 11 — о. Бэра в устье р. Нижней Таймыры; 12 — мыс Каменецкий в Таймырском заливе; 13 — озеро Таймыр; 14 — Ойгосский Яр; 15 — мыс Саблера в озере Таймыр; 16 — низовья р. Большой Балахни; 17 — ручей Мимолетный, приток р. Тихой; 18 — Быковский п-ов в заливе Буор-Хая; 19 — р. Заозерная; 20 — Гафнер-фиорд; 21 — Таймырский залив; 22 — залив Ахматова на о. Большевик; 23 — р. Озерная на о. Октябрьской Революции; 24 — бухта Узловая на о. Комсомолец; 25 — о. Сардах в дельте р. Лены; 26 — урочище Геденштрома на о. Новая Сибирь; 27 — о. Курунгнах в дельте р. Лены; 28 — мыс Мамонтов Клык.

шения, 2025). Плавниковая древесина в устье р. Пясины в районе мыса Трапповый Утес с высоты 26—30 м над уровнем моря датирована радиоуглеродным возрастом примерно 36 тыс. лет (Большаянов, 2025). На Берегу Прончищева в северо-восточной части полуострова среднеплейстоценовые глинисто-алевритовые отложения перекрыты каргинскими морскими осадками, залегающими на высоте до 17 м над уровнем моря и характеризующимися редкими находками раковин морских моллюсков (*Portlandia arctica* var. *siligna*), морскими, пресноводными и солоноватоводными диатомовыми водорослями, датированными по плавниковой древесине радиоуглеродным возрастом 39—34 тыс. лет (Макеев, Бердовская, 1973).

Важной особенностью каргинских отложений является то, что они состоят из морских и лагунно-морских отложений ледового комплекса пород (далее ЛК), резко отличающихся от подстилающих и перекрывающих осадков наличием ледяных жил и алеврито-песчаным материалом с большим количеством растительных остатков (слоенки), костей животных мамонтового палеонтологического комплекса. Текстура песчаных отложений (переслаивание горизонтально и косослоистых серий), перекрывающих и подстилающих отложения ЛК, свидетельствует о том, что до, во время и после формирования ЛК господствовали условия осадконакопления в водоеме.

Как доказано ранее (Большаянов и др., 2013) и подтверждается исследованиями на п-ове Таймыр (Большаянов, 2025), осадки ЛК также формировались в бассейне, если не морском, то имевшим гидравлическую связь с морем (приливы и отливы, сгоны и нагоны). Находки раковин морских моллюсков в песках свидетельствуют о том, что водоем был то соленым, то более пресноводным в зависимости от хода каргинской трансгрессии и рельефа п-ова Таймыр. Геоморфологические данные подтверждают водную природу формирования ЛК; отложения ЛК залегают ингрессионно во многих долинах п-ова Таймыр, для которых характерно сложение террас, даже самых низких, морскими или эстуарно-морскими отложениями трансгрессивных стадий моря (Большаянов, 2025). При понижении базиса эрозии эти долины активно преобразовывались в результате размыва ранее отложенных осадков.

Множество радиоуглеродных и ОСЛ-датировок осадков, залегающих в долинах рек Луктах и Логаты в центре п-ова Таймыр, позволили определить интервал времени 57—48 тыс. лет назад (первая половина каргинского времени) с климатом, схожим с современным, что доказывают отложения, содержащие микро- и макрофоссилии. Тогда местообитания растений, беспозвоночных и жуков были связаны с неглубокими водоемами с периодически возникавшими течениями, на что указывают и текстуры вмещающих осадков (Большаянов, 2025).

40-метровая терраса, размываемая р. Гусиной на севере полуострова Таймыр, имеет каргинский возраст, подтвержденный значением ЭПР-датировки в 57 тыс. лет (Большаянов, 2025), и имеет морской генезис, а не является камом в соответствии с реконструкциями шведских исследователей, которыми в этом районе получен ряд ОСЛ-датировок от 70 до 155 тыс. лет (Hjort, Funder, 2008).

Каргинский возраст 54,7 тыс. лет (ИК-ОСЛ) имеют отложения, вскрытые в 10-метровой морской террасе на восточном берегу бухты Михайлова к югу от одноименного полуострова (Большаянов, 2025). Прислоненный характер каргинских отложений и их современное разрушение отмечены на западном побережье п-ова Оскара. ЭПР-датировки в разных точках показывают возраст раковин морских моллюсков в песках: 56; 56,4 и 32,4 тыс. лет (Большаянов, 2025).

Каргинская морская трансгрессия подтверждена морской фауной, линзами слоёнки с янтарем, скоплением солей в отложениях, вскрытых в прислоненном виде к более древним морским отложениям на берегах р. Хатанги в районе пос. Новорыбно-го (значение ЭПР-датировки раковин составляет 40 тыс. лет). Плавниковая древесина с древесным детритом и янтарем в уступах размыва в устье р. Хастыр на п-ове Хара-Тумус в Хатангском заливе имеет радиоуглеродный возраст 37 и 42 тыс. лет соответственно. При этом в обоих случаях в настоящее время от каргинских отложений остались лишь фрагменты прислоненной толщи эстуарно-морских отложений к более древним среднеплейстоценовым морским отложениям (Большиянов, 2025).

На острове Бэра и на мысе Каменецком в Таймырском заливе в 15-метровой террасе вскрываются пески, имеющие каргинский возраст, определенный по древесному плавнику ($49,25 \pm 2,5$ тыс. лет (Большиянов, 2025)).

О трансгрессии моря в озеро Таймыр в каргинское время свидетельствует и упоминание о находке костей нарвала (*Monodon monoceros*) в районе озера Таймыр, определенный возраст которых относится к каргинскому времени (Möl et al., 2003).

Примерно в период 48—25 тыс. лет назад в условиях повышенного стояния уровня моря формировался ЛК — толща переслаивания песков, алевроитов с органическими остатками (слоёнки) и одновременным ростом мощных ледяных жил на мелководьях и осушках. В этих мелководных осадках захоронены обильные остатки животных мамонтового комплекса млекопитающих с радиоуглеродным возрастом в интервале 25—48 тыс. лет (Большиянов и др., 2013; Большиянов, 2025). Именно осушки, лайды, марши стали тогда местами захоронения в летнее время крупных млекопитающих по причине невозможности для крупного животного выбраться из таких тиксотропных осадков, засасывающих и в настоящее время человека примерно по колено, так как ниже расположена кровля многолетнемерзлых пород. Неслучайно кости млекопитающих или даже их скелеты обнаруживаются теперь в осадках ЛК в парагенезисе с раковинами моллюсков, обитавших в солоноватоводно-пресноводных бассейнах, имевших циклические приливо-отливные и сгонно-нагонные колебания уровня воды, что свидетельствует о связи этих бассейнов с морем. Такая находка скелета мамонта с моллюсками, обитавшими в солоноватоводном бассейне в прибрежной зоне с обширными ваттами, которые и не отпустили попавшего в них мамонта, сделана в Ойягосском Яре южного берега Восточно-Сибирского моря. Возраст моллюсков 78 тыс. лет, определенный ЭПР-методом, впервые позволил представить время обитания мамонтов за пределами возможности радиоуглеродного метода датирования (Большиянов и др., 2013). Конкретно для Таймыра такие обстановки осадконакопления описал А.Ф. Миддендорф: «...песчаные и глиняные слои без булыжника, в которых лежал мамонт, я считаю за осадки, выросшие на мелководьях поднимавшихся новых берегов моря... Во многих из них, и именно довольно близко к мамонту, я находил морские раковины ...» (Миддендорф, 2004, с. 271).

Изучение отложений ЛК пород мыса Саблера (полуостров Таймыр) позволило восстановить высокий уровень озера-залива Таймыр (не менее 40 м выше современного уровня моря) в конце каргинского времени (Большиянов, 2025).

В низовьях р. Б. Балахни в гравийно-песчаном слое с высоты 5 м над уровнем моря удалось получить ИК-ОСЛ возраст отложений, содержащих морских моллюсков *Macoma baltica* ($41,2 \pm 3,2$ тыс. лет), и радиоуглеродный возраст корневой системы кустарников (41870 ± 1440 лет назад), указывающих на то, что осадки накапливались в береговой зоне умеренно теплого моря, уровень которого был выше современного (Большиянов, 2025).

В обнажении LuR8 на р. Луктах (п-ов Таймыр) на морских глинистых алевритах на высоте 23—26 м над уровнем моря залегает пачка песков, ОСЛ возраст которой составляет 32—33 тыс. лет (Möller et al., 2019). Эта пачка очень важна в стратиграфическом плане, так как по возрасту соответствует времени окончания накопления ЛК, но представлена не слоёнкой, а флювиальными песками, как считают шведские исследователи. В этой толще в изобилии встречаются обломки раковин моллюсков и текстура осадков указывает на то, что осадконакопление происходило в морском, иногда проточном водоеме (Большиянов, 2025).

В это время было также относительно тепло, о чем свидетельствуют данные о находке веток кустарников в залеже торфа возрастом 32240 ± 500 лет назад (ЛУ-4296) на высоте около 100 м над уровнем моря в долине ручья Мимолетного (бассейн р. Мамонта, п-ов Таймыр) (Большиянов, 2025).

По данным А.Н. Молодькова, 17 ЭПР-датировок морских отложений п-ова Таймыр, архипелага Северная Земля группируются в последовательность трех возрастных интервалов (52,0—58,7; 40,0—47,0; 24,8—32,4 тыс. лет) и коррелируют с радиоуглеродными датировками Таймыро-Североземельской области. Еще большее количество северосибирских датировок морских отложений каргинского времени показало, что временные интервалы отложения морских осадков 58—52, 47—40 и 33—24 тыс. лет назад почти соответствуют по времени ранее выделенным стадиям потепления: раннекаргинскому, малохетскому, липовско-новоселовскому соответственно (Молодьков, 2012). Обилие датировок морских отложений, соответствующих каргинскому времени, не оставляет сомнений в реальности каргинской трансгрессии не только на Севере Сибири, но и в Евразии (Молодьков 2012; Molodkov, 2020).

Морское происхождение каргинских (радиоуглеродные, уран-ториевые и ИК-ОСЛ датировки) отложений доказано анализами микро- и макрофоссилий из осадков правобережья р. Енисей в его низовьях (Гусев и др., 2011).

Четвертичные отложения и морские террасы с моллюсками на поверхности архипелага Северная Земля также свидетельствуют о морской трансгрессии в конце позднего неоплейстоцена. Достаточно много радиоуглеродных датировок плавниковой древесины получено из разрезов и террас различных островов архипелага. Возрастом 37—56 тыс. лет датированы образцы плавниковой древесины с террас высотой от 40 до 100 м (Большиянов, Макеев, 1995; Большиянов и др., 2021). Высокие террасы датированы материалом на крайней границе радиоуглеродного метода (Большиянов, Макеев, 1995).

Радиоуглеродные датировки по раковинам моллюсков менее надежны, в особенности те, которые старше 30 тыс. лет. Возрастом 20—35 тыс. лет датированы отложения по раковинам из террас высотой от 15 до 36 м. Более надежные радиоуглеродные датировки (41, 42,5 и 43 тыс. лет назад) костей моржей и нарвалов из отложений террас высотой 30—40 м получены соответственно с побережья залива Ахматова (о. Большевик), бухты Узловой (о. Комсомолец), долины р. Озерной (о. Октябрьской Революции) архипелага Северная Земля. ЭПР датировки раковин морских моллюсков из обнажений низких террас показали возраст морских отложений от 23 до 28 тыс. лет (Большиянов, Макеев, 1995), а радиоуглеродная датировка 45760 ± 160 лет назад (ЛУ-10076) плавниковой древесины из обнажения на побережье залива Ахматова (о. Большевик) отметила возраст морской трансгрессии, формировавшей террасу высотой 40 м (Большиянов и др., 2021).

В регионе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского каргинские морские отложения определены в нескольких точках. На острове Сардах в дельте р. Лены, в песчаных бассейновых отложениях, прислоненных к плиоценовым отложениям, образованы террасы высотой до 15—18 м. В этих отложениях по растительному детриту определен радиоуглеродный возраст $\geq 41,7$ тыс. лет (ЛУ-4890), а ИК-ОСЛ возраст вмещающих песков составил $45,6 \pm 3,5$ тыс. лет (RLQG 1755-027) (Большаинов и др., 2013).

В урочище Геденштрома на южном побережье о. Новая Сибирь в 10—12-метровом абразионном уступе вскрыты датированные ЭПР методом возрастом 47 тыс. лет глины с раковинами моллюска *Portlandia arctica*, которые выше по разрезу постепенно переходят в глинистые алевролиты ледового комплекса пород с волнистой слоистостью и растительными остатками (Большаинов и др., 2013).

В целом по побережьям моря Лаптевых обычной стратиграфической последовательностью является постепенный переход снизу вверх морских отложений раннекаргинского возраста (также каргинского времени позднего неоплейстоцена) в отложения ЛК без перерыва по времени, что указывает на единство обстановки осадконакопления в прибрежных условиях колебаний уровня моря, но с меняющимся климатом. Примером может служить остров Курунгнах в дельте р. Лены, в обнажениях которого морские пески постепенно переходят в отложения ЛК на высоте 10—15 м над уровнем моря, или контакт морских песков с обилием раковин моллюсков с ЛК на глубине около 10 м ниже уровня моря в скважине С-1 на мысе Мамонтов Клык (южное побережье моря Лаптевых) (Большаинов и др., 2013).

Таким образом, приведенные выше геологические доказательства происхождения ЛК при повышенном стоянии уровня моря, а также имеющиеся геоморфологические тому свидетельства (Большаинов и др., 2013; Большаинов 2025) позволяют сделать следующие выводы:

- 1) отложения ЛК залегают на морских отложениях и, более того, сменяют морские отложения без перерыва в осадконакоплении;
- 2) отложения ЛК на п-ове Таймыр, имеющем сложный рельеф, более пресноводные по сравнению с открытыми пространствами северной Якутии, где в отложениях едомы часты находки остатков морских прибрежных растений и животных;
- 3) ЛК ингрессионно залегают в долинах как северной Якутии, так и п-ова Таймыр; террасы, сложенные ЛК, сначала понижаются относительно днищ долин, а затем переходят в них в верховьях рек (рис. 4.2);
- 4) особенность ЛК на п-ове Таймыр заключается в том, что он встречается здесь в основном по долинам рек и не имеет большого площадного распространения.

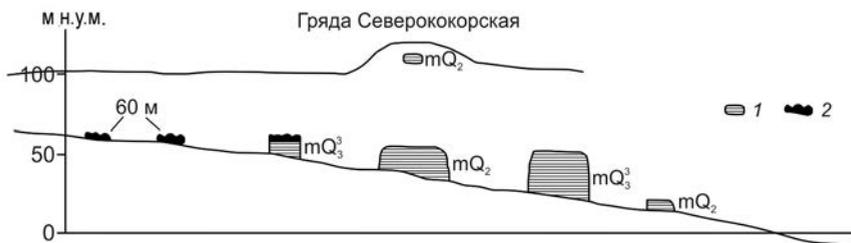


Рис. 4.2. Схема залегания отложений ледового комплекса пород на морских отложениях в долине р. Б. Балахни (п-ов Таймыр) (Большаинов, 2025).

1 — морские позднелипстоценовые отложения, 2 — отложения ледового комплекса.

ния, что происходит из-за резкого различия строения плоских побережий северной Якутии и более контрастного рельефа п-ова Таймыр;

5) огромные объемы пород, заключенных в ЛК как на п-ове Таймыр, так и в еще большей мере в северной Якутии, могли быть накоплены только при высоком стоянии уровня моря; в ином случае (при низком положении базиса эрозии) они были бы смыты врезающимися и меандрирующими реками.

Приведенные выводы еще раз поднимают вопрос о происхождении пород этого ЛК (эоловое, озерно-речное или морское?) на севере Сибири в целом. Решение этого вопроса осложнено следующими основными причинами: недостаточной изученностью обнажений едомы северной Якутии или Аляски (Murton et al., 2015); недостаточной комплексностью аналитических исследований отложений ЛК, что часто априори ведет к исключению признаков морского генезиса осадочных толщ.

В качестве аргументов нашего представления о неразрывной связи формирования ЛК с изменением уровня моря на севере Сибири существуют дополнительные геоморфологические и геологические свидетельства. В геоморфологическом контексте схемы и карты показывают, что отложения ЛК на равнинах северной Якутии (Томирдиаро, 1980) и на п-ове Таймыр заполняют нижние части долин или ингрессионно проникают и в средние части долин даже таких крупных рек, как р. Лена (Strauss et al., 2021) (рис. 4.3). Такая конфигурация распространения пород ЛК могла возникнуть лишь при затоплении долин в результате подъемов уровня и накопления эстуарно-морских и аллювиально-морских отложений на разных временных отрезках плейстоцена.

Приведенные выше результаты изучения рельефа и четвертичных отложений п-ова Таймыр и других районов подтверждают существование каргинской морской трансгрессии и показывают ее примерную хронологию и условия развития. Эти результаты опровергают схемы позднеплейстоценового исключительно континентального развития Сибири в каргинское время, поддерживаемые отечественными исследователями и европейским научным сообществом (Астахов, 2006; Астахов, Мангеруд, 2005).

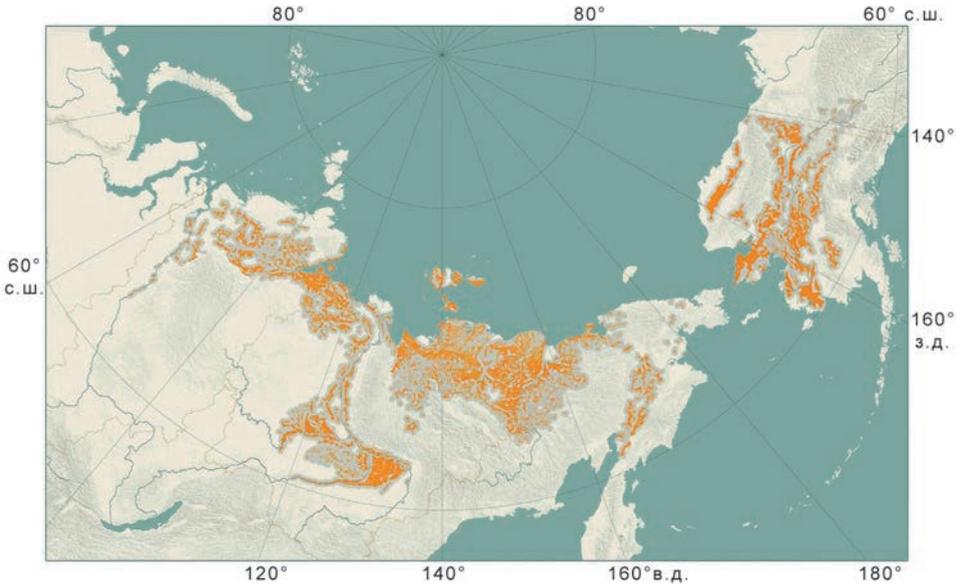


Рис. 4.3. Распространение ледового комплекса пород в Северном полушарии (Strauss et al., 2021).

Как писал В.Н. Сакс (1947), «колебания уровня моря в низовьях Енисея были неоднократными даже на протяжении отдельных межледниковых эпох и никак не могут быть уложены в стандартную схему чередования трансгрессий и оледенений», постулируемую в работах В.И. Астахова и европейских ученых (Астахов, 2006; Astakhov, Mangerud, 2007). «Ни изостатическое прогибание земной коры под действием ледниковой нагрузки, ни эвстатическое изменение уровня Мирового океана вследствие таяния или роста ледников не могли сами по себе обусловить многократно повторяющиеся колебания базиса эрозии в устье р. Енисей. Здесь необходимо привлечь тектонические причины, а именно ритмические колебательные движения, на которые только накладывались изостатические и эвстатические колебания» (Сакс, 1947).

Эти выводы были сделаны более 75 лет назад без возможности обоснования точного возраста отложений. Теперь, на новом этапе развития палеогеографии, эти выводы подтверждаются большим количеством самых разнообразных датировок. Попытки представить каргинские радиоуглеродные датировки омоложенными (Астахов, Мангеруд, 2005) разбиваются в настоящее время о массив данных датирования каргинских морских осадков методами ЭПР и ИК-ОСЛ, возраст которых по новым методам датирования во многих случаях совпадает со старыми и новыми радиоуглеродными датировками этих отложений (Молодьков, 2012; Molodkov, 2020). В работе Большиянова (2025) приводятся данные о едином залегании на одних и тех же высотах каргинских морских отложений в прислоненном виде к более древним морским осадкам и в обнажении пос. Новорыбного, и на мысе Оскара, и на п-ове Хара-Тумус в Хатангском заливе.

То, что морские и лагунно-морские отложения низовьев р. Енисей, как и отложения Быковского п-ова, мыса Саблера, отнесены к исключительно континентальным, чаще лессовым отложениям (Астахов, 2006; Astakhov, Mangerud, 2007), в данном разделе работы не обсуждается, так как выше и в работе Большиянова и др. (2013) приведено достаточно много аргументов в пользу водного происхождения отложений ЛК. Морское происхождение каргинских осадков в низовьях р. Енисей доказано многочисленными определениями микро- и макрофоссилий, радиоуглеродными, уран-ториевыми и ИК-ОСЛ датировками. Эти данные вряд ли теперь можно оспорить, так как авторы исследования (Гусев и др., 2011) использовали все имеющиеся геологические методы для изучения разрезов на правом берегу низовьев р. Енисей в отличие от тех, кто доказывает континентальное происхождение отложений только с позиции их структуры, не обращая внимания на содержащиеся в отложениях фораминиферы или морские моллюски (Astakhov, Mangerud, 2007).

Морской бассейн каргинского времени представлял собой глубоко вдававшийся в сушу эстуарии и заливы, колебания уровня в которых были значительны. Отложения каргинского ледового комплекса пород в долине р. Б. Балахни залегают на высоте до 60—70 м, а в долинах рек Луктах и Логаты — на высоте до 45 м над современным уровнем моря. В каргинское время позднего неоплейстоцена долина р. Заозерной на п-ове Таймыр до высоты 60 м представляла собой фиорд, являвшийся частью пролива между Гафнер-фиордом и Таймырским заливом. Рельеф системы долин рек Траутфеттер, Ленинградской, Коралловой, Заозерной является подтверждением этого предположения (Большиянов, 2025).

Изменения уровня моря в период от окончания каргинского времени до границы позднего неоплейстоцена и голоцена характеризуют отложения серии обнажений мыса Саблера на западном берегу озера Таймыр, по которым составлено представление о колебаниях уровня озера, связанных с изменениями уровня моря. Они

изучались как российскими исследователями (Большаянов, 2025), так и в ходе российско-шведской экспедиции 1996 г. (Möller et al., 1999, 2019). Мыс Саблера сложен органо-минеральными отложениями ЛК (так называемой слоёной (Большаянов и др., 2013)), которые накапливались в слабопроточном водоеме, подтопленном со стороны моря (Большаянов, 2006, 2025). При построении кривой колебаний уровня озера Таймыр учитывались также результаты исследований и данные радиоуглеродного датирования костей животных мамонтового комплекса, обитавших на берегах озера Таймыр (Большаянов, 2006), озерных и речных террас на других участках полуострова Таймыр (Антропоген Таймыра, 1982).

В первый временной интервал этого периода (40—24 тыс. лет назад) высокий уровень озера Таймыр (рис. 4.4) был обусловлен каргинской ингрессией моря. В то время озеро Таймыр было частью глубоко вдававшегося в сушу эстуария. Подпор морем пресных вод был характерен для всего полуострова. В частности, р. Пясины до озера Пясино также была эстуарием (Большаянов, 2006). На протяжении каргинского времени существовали флуктуации уровня озера, но он не опускался ниже современных отметок. Весь полуостров Таймыр был пронизан системой глубоко вдававшихся в сушу заливов. Эстуарий озера Таймыр соединялся с эстуарием р. Пясины по долинам рек Таррея и Аятари, высота водораздела между которыми даже сегодня составляет менее 25 м. Не исключено, что именно во время каргинской ингрессии в озеро Таймыр из р. Енисей попали формы байкальской и морской гидрофауны, которые описал В.Н. Грезе (1947).

В сартанское время (21—17 тыс. лет назад) уровень озера Таймыр также был высок, хотя базис эрозии находился в очень низком положении благодаря значительной регрессии приемного водоема — Карского моря. В это время озеро было подпружено ледниковой плотиной местного ледника, перегораживавшего долину р. Нижней Таймыры в районе притока р. Шренк. Следы этого местного пассивного оледенения обнаруживаются по обеим сторонам долины р. Нижней Таймыры (Большаянов, 2025). Следы подпрудного бассейна, кроме продолжения накопления осадков в районе мыса Саблера, хорошо доказываются наличием отложений палеodelьты, которая в подводных условиях формировалась в результате стока воды и наносов в подпруженный водоем со стороны р. Черные Яры. Эта палеodelьта обнаружена на левом берегу р. Нижней Таймыры перед впадением в нее р. Черные Яры

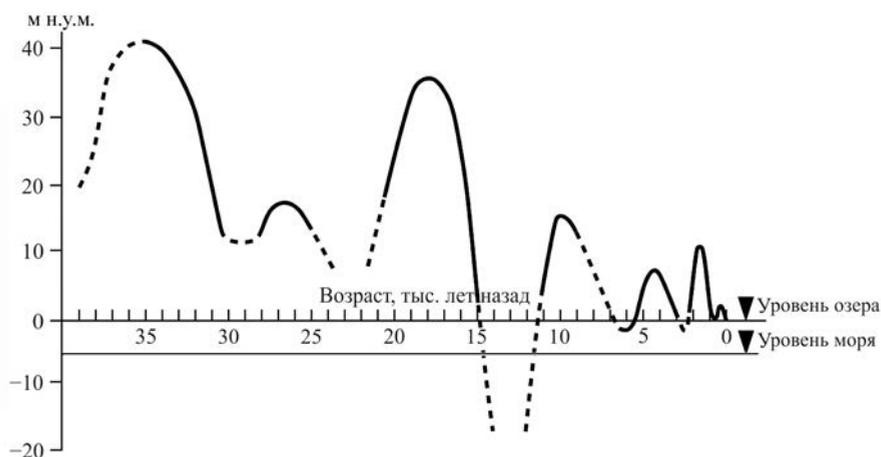


Рис. 4.4. Кривая колебаний уровня озера Таймыр в конце позднего неоплейстоцена в соответствии с (Большаянов, 2025)

(Большаянов, 2025). По данным Пера Мёллера (устное сообщение), отложения этой палеодельты датируются ОСЛ возрастом 17 тыс. лет, а найденные там же листья кустарничков датируются за пределами для радиоуглеродного метода возрастом.

После 18,6 тыс. лет назад уровень озера катастрофически упал до отметок гораздо ниже современного дна озера Таймыр. Это подтверждают и осадки колонки из скважины Со 1407 глубиной 12 м, пробуренной в озере в 2016 г. (Gromig et al., 2021). Пески из нижней части колонки имеют ОСЛ датировки 16—14 тыс. лет назад. Катастрофический спуск подпруженного водоема произошел вследствие прорыва ледяной дамбы и вызвал переуглубление отдельных частей долины р. Нижней Таймыры на фоне понижения уровня моря.

4.2. Колебания уровня моря в неоплейстоцене и голоцене по данным строения террас нижнего течения р. Лены и ее притоков

Колебания уровня моря в неоплейстоцене и голоцене оставили след не только в рельефе и отложениях дельт рек, но и выше по их течению. В этой главе приводятся и обсуждаются результаты геолого-геоморфологических исследований, выполненных в нижнем течении р. Лены и в долине ее основного притока р. Алдан (рис. 4.5).

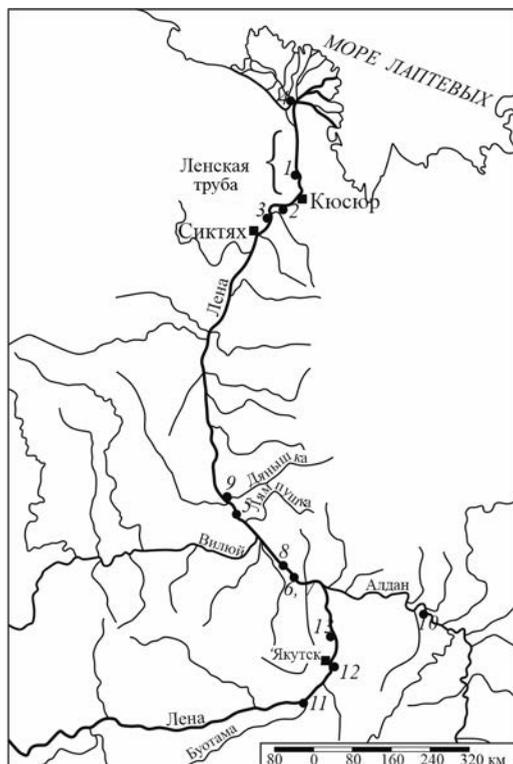


Рис. 4.5. Схема расположения разрезов на реках Лена и Алдан.

Точками отмечены места расположения исследованных разрезов: 1 — Чекуровка, 2 — правый берег Лены между сёлами Сиктях и Кюсюр, 3 — левый берег Лены напротив о. Сулукилах, 4 — о. Самойловский, 5 — о. Улахан-Кистях, 6 — о. Курус, 7 — левый берег Лены напротив о. Курус, 8 — о. Ся-Ары, 9 — устье р. Дяньшики, 10 — обнажение Мамонтова гора на р. Алдан, 11 — разрез в устье р. Буотамы, 12 — обнажение на правом берегу Лены у села Нижний Бестях, 13 — обнажение на левом берегу Лены у села Эдейцы.

4.2.1. Нижнее течение р. Лены — Ленская труба в районе пос. Чекуровка

На левом склоне долины р. Лены, на расстоянии 95 км выше по течению от вершины дельты (пос. Чекуровка), обнаружено скопление песков, залегающих линзой мощностью до 30 м на триасовых, юрских и меловых песчаниках, алевролитах, аргиллитах, известняках до высоты 70 м над урезом воды в реке (рис. 4.6, 4.7).

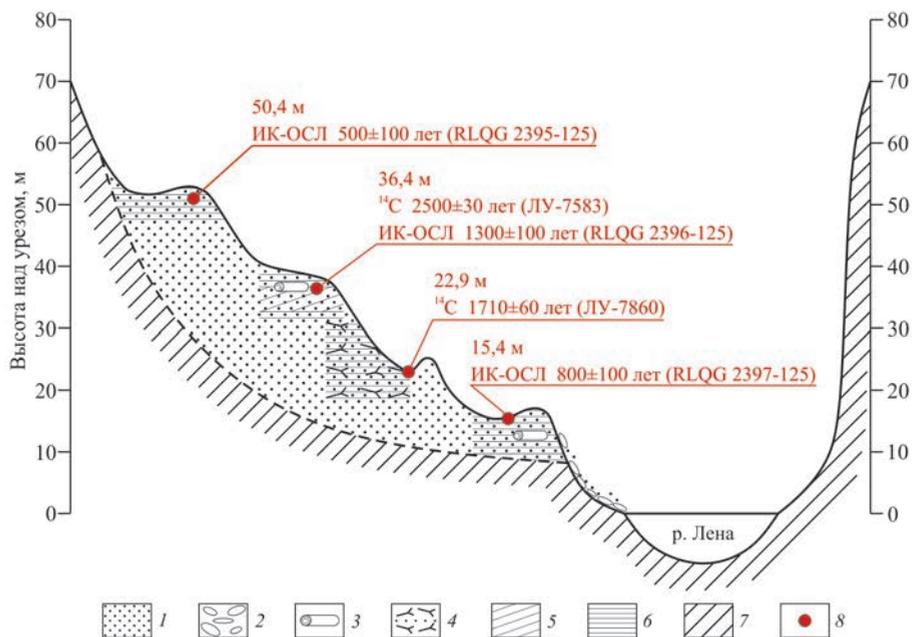


Рис. 4.6. Схема залегания голоценовых песков на левом склоне долины р. Лены ($71^{\circ}02'17,9''$ с.ш., $127^{\circ}32'39,0''$ в.д.) в районе пос. Чекуровка.

1 — песок; 2 — галька; 3 — плавниковая древесина; 4 — слоёнка; 5 — косая слоистость; 6 — горизонтальная слоистость; 7 — дочетвертичные породы; 8 — точки отбора образцов, по которым выполнено датирование отложений с указанием высоты отбора.



Рис. 4.7. Левый склон долины р. Лены в районе пос. Чекуровка, который расположен на первой террасе.

Как показало нивелирование, проведенное 23 августа 2014 г. с помощью спутниковой геодезической системы, в песках образованы две террасы: на высоте над меженным урезом воды в р. Лене 23—25 и 40—50 м (27—29 и 44—54 м над уровнем моря соответственно). На первой террасе расположены постройки пос. Чекуровка. В песчаном теле заложены шурфы, из которых отобраны образцы для определения возраста осадков радиоуглеродным и ИК-ОСЛ методами.

Датировки ИК-ОСЛ методом показывают, что песчаное тело, слагающее первую террасу, состоит из песков возрастом 800 лет ($0,8 \pm 0,1$ тыс. лет (RLQG 2397-125), см. рис. 4.6). Вторая терраса состоит из накоплений аллювия возрастом 1,3—2,05 тыс. лет: ИК-ОСЛ возраст $1,3 \pm 0,1$ тыс. лет (RLQG 2396-125), радиоуглеродный возраст 1710 ± 60 лет (ЛУ-7860) и 2050 ± 30 лет (ЛУ-7583). Наивысший опробованный уровень (53 м над урезом воды в реке) с холмом, являющимся дюной, датирован возрастом 500 лет (ИК-ОСЛ возраст $0,5 \pm 0,1$ тыс. лет (RLQG 2395-125). Эоловые процессы интенсивно перерабатывают это песчаное тело с образованием котловин выдувания и дюн. В склоне второй террасы вскрыты и изучены водные осадки в истинном залегании — горизонтально- и косо-слоистый аллювий, в котором радиоуглеродным методом определен возраст слоёнок с высот 35,5 и 30 м (2050 и 1710 лет соответственно).

Слоёнки в разрезах представлены переслаиванием растительного детрита с песками. Слоистость горизонтальная и линзовидная. Слойки песка имеют толщину 1—5 см, толщина слоев растительного детрита достигает 4—5 см. Считая слоёнки особым накоплением, характерным для водоемов со слабым течением, как в дельте р. Лены (Макаров, Большианов, 2017), можно предположить, что накопление этой толщи аллювия в Ленской трубе в период 1300—2500 лет назад, а также около 800 лет назад происходило в условиях неоднократных подпоров стока р. Лены со стороны моря. Такое высокое расположение аллювия на левом склоне Ленской трубы, по-видимому, вызвано строением рельефа (ширина долины между бровками всего 6 км) и подпорами со стороны моря, которые вызывали накопление толщ аллювия до высоты 50—60 м над его современным положением.

В настоящее время половодный уровень р. Лены здесь превышает меженный на высоту до 30 м во время заторов по данным метеостанции Кюсюр (Руднев, 1973), находящейся перед Ленской трубой. В максимальном сужении долины при таких явлениях уровень воды может быть еще выше. Однако половодным повышением уровня воды нельзя объяснить накопление значительных толщ аллювия на склоне долины до высоты 60 м над уровнем моря. Во время формирования описанной толщи отложений около 2 тыс. лет назад уровень должен был находиться на отмеченных высотах гораздо более длительное время по сравнению с годовыми фазами гидрологического режима реки. Скорее всего, водоток был подпружен со стороны моря, что подтверждается данными о строении островов дельты р. Лены (Большианов и др., 2013).

4.2.2. Нижнее течение р. Лены — выше Ленской трубы

Выше по течению от Ленской трубы, на участке долины между поселками Сиктях и Кюсюр, в подмываемых рекой уступах высокой поймы описаны отложения слоёнки мощностью от нескольких метров до более чем 10 м (Правкин, Большианов, 2019). Первое подобное полноценное обнажение слоёнки расположено на нижней Лене, на левом берегу реки напротив о. Сутукилах (на расстоянии 230 км от первого узла разветвления дельты, примерно посередине между поселками Сиктях и Кюсюр). Здесь толща слоёнки формирует верхнюю часть 8—9-метрового уступа (рис. 4.8).



Рис. 4.8. Обнажение и возраст отложений слоёнки на левом берегу р. Лены в нижнем течении напротив о. Сутукилах.

Разрез был изучен в точке с координатами $70^{\circ}16'40,8''$ с.ш., $125^{\circ}58'09,8''$ в.д. В обнажении под воздействием эрозии и термоэрозии от основной толщи отложений оторваны блоки, в результате чего в бровке террасы образовалась ниша глубиной до 15 м, в козырьке которой вскрывается слоёнка. Здесь она представляет собой переслаивание алевритового песка с растительным детритом, ветками и древесиной. Под слоёнкой мощностью до 1,5 м вскрывается продольная (параллельная берегу) ледяная жила и три сросшихся с ней поперечные жилы, уходящие вниз под обвалившийся блок отложений. Высота обнажения в целом составляет 8,5 м; низ его представляет собой обвал и осыпь, высота которых над урезом достигает 4,5 м. Датирование верхней 4-метровой толщи позволило получить следующие результаты: на высоте 7 м — 1660 ± 40 лет (ЛУ-9404), на высоте 5,6 м, под жилой, — 3720 ± 60 лет (ЛУ-9405). Верхняя часть слоёнки над жилой залегает сплошным пластом с содержанием органики до 80 %, а ниже жилы органика сосредоточена в линзах (рис. 4.9).

Ниже по течению, перед поворотом р. Лены в направлении села Кюсюр, в широтном отрезке излучины на правом берегу реки наблюдается еще один пойменный участок относительной высотой 15—16 м над рекой. На протяжении примерно 10 км пойма здесь сложена толщиной слоёнки. Разрез этой толщи изучен в точке с координатами $70^{\circ}29'47,6''$ с.ш., $126^{\circ}42'39,3''$ в.д. (рис. 4.10). На момент проведения работ уровень воды был выше меженного примерно на 2 м. Перед обнажением наблюдается бечевник высотой 5,1 м. Выше него лежат горизонтально-слоистые органические отложения мощностью 10,2 м, состоящие из древесного детрита, трав, мхов и обломков деревьев и кустарников. Последние расположены неупорядоченно. Одни расположены вертикально, другие падают к реке, третьи залегают более или менее горизонтально. В верхней части разреза растительный детрит переслаивается с песчаным алевритом слоями по несколько десятков сантиметров. В нижней части толщи минерального материала почти нет, только в виде включений во вмещающую органику. Радиоуглеродный возраст слоёнки на высоте 8,5 м над ее подошвой составляет 410 ± 60 лет (ЛУ-9406), на высоте 6,5 м — 1460 ± 110 лет (ЛУ-9407), на высоте 4,8 м — 2670 ± 70 лет (ЛУ-9408) и на высоте 2 м — 3250 ± 70 лет (ЛУ-9409).

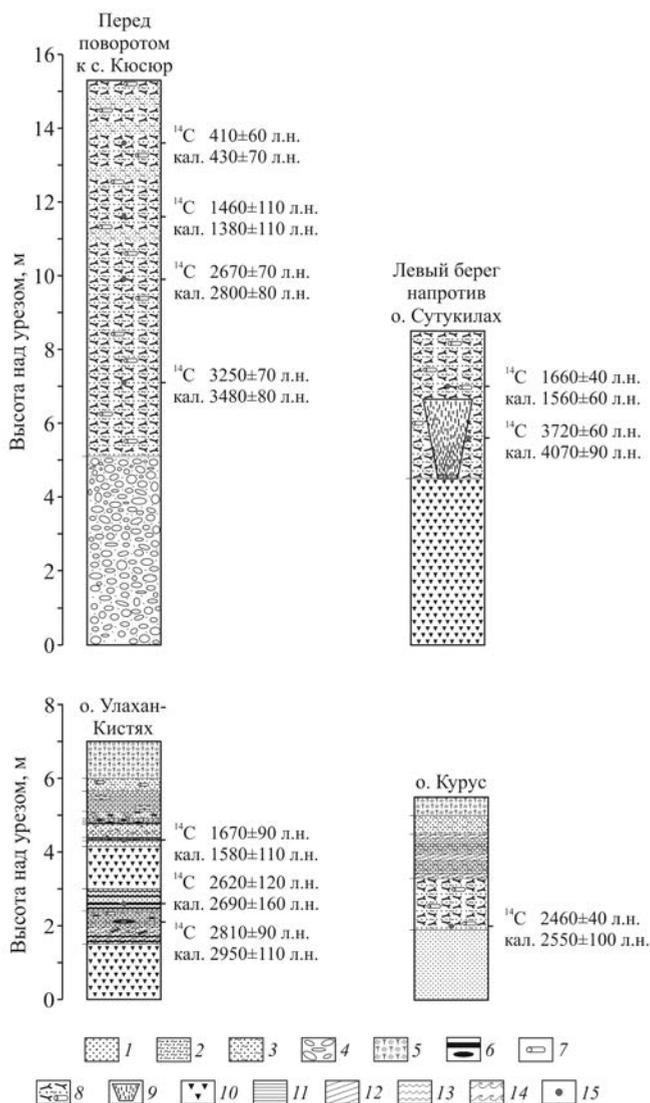


Рис. 4.9. Изученные обнажения в нижнем течении р. Лены и радиоуглеродный возраст отложений. 1 — песок; 2 — песчаный алеврит; 3 — алевритовый песок; 4 — галька; 5 — почвенно-растительный слой; 6 — растительный детрит (прослой и линзы); 7 — древесные остатки (стволы, ветви, корни и их обломки); 8 — органо-минеральные отложения (слоенка); 9 — жильный лед; 10 — осыпь, обвал; 11 — горизонтальная слоистость; 12 — косая слоистость; 13 — волнистая слоистость; 14 — слоистость ряби течений и волнения; 15 — точки отбора проб для датирования.

Если отложения в обнажениях напротив о. Сутукилах и в районе села Кюсюр сравнить с органо-минеральными отложениями в дельте р. Лены, то можно сделать вывод об одновозрастности этих образований. К примеру, результаты радиоуглеродного датирования обнажений на о. Самойловском в дельте свидетельствует о формировании слоёнки в интервале 4220—2140 лет назад (Большаянов и др., 2013). В целом в дельте р. Лены на разных островах встречаются как более древние орга-

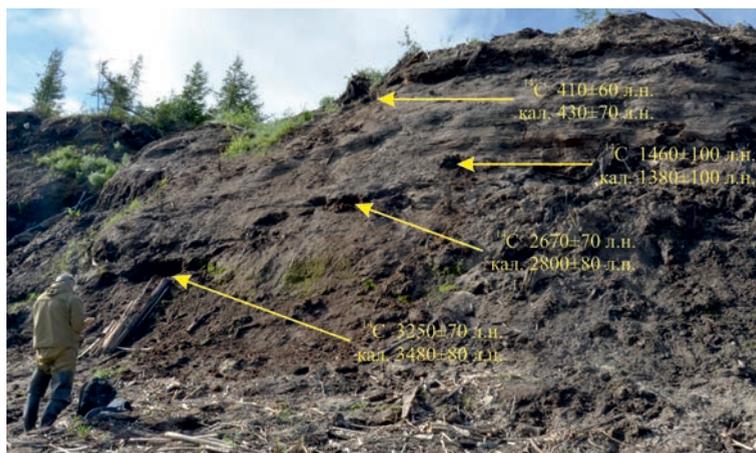


Рис. 4.10. Обнажение и радиоуглеродный возраст слоёнки на субширотном отрезке русла р. Лены между поселками Сиктях и Кюсюр.

номинеральные отложения возрастом до 5—6 тыс. лет, так и более молодые, формировавшиеся в течение последнего тысячелетия.

Скорость накопления слоёнки в дельте р. Лены очень велика — от 0,2 до 1,6 м за 100 лет (Большаинов и др., 2013). На изученных обнажениях между Сиктяхом и Кюсюром скорость осадконакопления оказалась в целом схожей: если для верхнего по течению обнажения она составила всего 0,068 м за 100 лет, то в случае другого обнажения нижняя часть его толщи накопилась со скоростью 0,48 м за 100 лет (Правкин, Большаинов, 2019). Верхние слои накапливались медленнее — от 0,14 до 0,19 м за 100 лет.

Выше по течению от пос. Сиктях отложения слоёнки также фиксируются в отдельных обнажениях поймы, но ее мощность обычно не превышает нескольких десятков сантиметров, редко составляя более метра.

На участке от устья р. Ляпушки до устья р. Дянышки русло р. Лены резко расширяется, водный поток расплывается, разделяясь множеством островов (так называемый район 40 островов). Здесь изучено обнажение у приверха крупнейшего на данном участке острова Улахан-Кистях (Большого Соболиного) ($64^{\circ}47'31,1''$ с.ш., $125^{\circ}23'03,7''$ в.д.). На момент наблюдения высота изученного обнажения достигала 7 м над урезом. Оно представлено песком и алевритом с редкими и тонкими прослоями и линзами растительного детрита, включениями коры, веток и отдельных стволиков древесины (см. рис. 4.9). Образцы, взятые с высоты 2,1; 2,6 и 4,3 м, показали радиоуглеродный возраст соответственно 2810 ± 90 лет (ЛУ-2937), 2620 ± 120 лет (ЛУ-8936) и 1670 ± 90 лет (ЛУ-8935) (Pravkin, Bolshiyarov, 2022).

На участке между Алданом и Вилюем р. Лена имеет еще одно расширение, где она разделяется на главное русло и протоку Таб-Ары (Волчью). В этом районе были изучены три пойменных обнажения. Первое находится близ приверха о. Курус, на левом берегу протоки Таб-Ары ($63^{\circ}39'37,6''$ с.ш., $128^{\circ}25'19,4''$ в.д.). На момент наблюдения высота его составляла 5,5 м. В интервале высот 1,9—3,3 м над урезом была вскрыта слоёнка. Радиоуглеродный возраст растительных остатков, отобранных из ее нижней части, составил 2460 ± 40 лет (ЛУ-8658) (см. рис.4.9). Напротив о. Курус, на левом берегу главного русла Лены, радиоуглеродным возрастом 2520 ± 70 лет (ЛУ-9396) датирован растительный детрит, переслаивающийся с алевритовым песком

(63°29'37,9" с.ш., 128°18'22,1" в.д., 5 м над рекой). Третье обнажение находится на расстоянии 20 км ниже по течению от устья протоки Таб-Ары, где близ правого берега Лены, напротив устья р. Баламакан, обособленно расположен о. Сья-Ары, в обнажении которого (63°53'03,3" с.ш., 127°43'35,1" в.д., 5 м над рекой) растительный детрит, перслаивающийся с песком и алевроитовым песком, датирован радиоуглеродным возрастом 1530±110 лет (ЛУ-9397) (Pravkin, Bolshiyarov, 2022).

Приведенные выше данные позволяют сделать вывод о том, что основная часть отложений высокой поймы в низовьях р. Лены сформировалась в период 3700—1500 лет назад. Такой же возраст имеет первая надпойменная терраса в центральной части дельты р. Лены (Большиянов и др., 2013). Однако в дельте реки первая терраса не заливается полыми водами и состоит из разновозрастных геологических тел, образованных на этапах накопления аллювиально-морских отложений на этапах повышения уровня моря (Большиянов и др., 2013), а в низовьях реки отложения такого же возраста формируют тело пойменных террас, подверженных затоплению во время половодий. Сами же отложения пойменных террас откладывались также во время подпоров уровня со стороны моря на этапах морских трансгрессий.

Подобная закономерность прослеживается и при формировании отложений первой надпойменной террасы, возраст которой в нижнем течении р. Лены составляет 6—7 тыс. лет по результатам ИК-ОСЛ датирования песчаных отложений в районе низовий р. Дяньшкы (Pravkin, Bolshiyarov, 2022), когда уровень моря был также выше современного, если судить по результатам датирования более древних конусов выноса, составляющих теперь дельту р. Лены (Большиянов и др., 2013).

Таким образом, прослеживается неразрывная связь развития долины нижней Лены с дельтой р. Лены в голоцене в связи с изменениями базиса эрозии. Повышения уровня моря вызывали накопление специфических органо-минеральных отложений (слоенки) как в самой дельте, так и в долине р. Лены в результате подпора уровня воды и распространения эффекта подпора вверх по долине. В голоцене в результате повышения уровня базиса эрозии до 10—15 м эффект подпора распространялся на сотни километров вверх по течению. В позднем неоплейстоцене каргинская трансгрессия (до 45—60 м над современным уровнем моря) и казанцевская трансгрессия (до 100 м и более над современным уровнем моря) (см. раздел 4.1) вызывали накопление эстуарно-морских отложений и констративного аллювия в тысячах километрах от нынешнего морского берега.

4.2.3. Долина р. Алдан в районе обнажения Мамонтова гора

Подробные исследования разреза четвертичных отложений Мамонтова гора на р. Алдан проведено коллективом исследователей МГУ (Разрез новейших отложений Мамонтова гора, 1973). В то время возможности датирования отложений были ограничены. Новое посещение разреза в 2017 г. и отбор образцов позволили датировать отложения радиоуглеродным и ИК-ОСЛ методами, получить спорово-пыльцевые данные и сделать палеогеографические выводы.

Разрез четвертичных отложений Мамонтова гора расположен в крутой излучине р. Алдан на ее левом берегу на расстоянии 253 км к востоку-юго-востоку от устья реки (рис. 4.11). Обнажение длиной 8 км представляет собой постоянно подновляемый уступ размыва, отступивший с 2000 по 2017 г. по свидетельству местных рыбаков на 40 м (хижина, нависавшая в 2017 г. над обрывом, в 2000 г. оказалась на расстоянии 40 м от него). То обнажение, которое описывали исследователи из МГУ (Разрез новейших отложений Мамонтова гора, 1973), в настоящее время значительно изменилось.

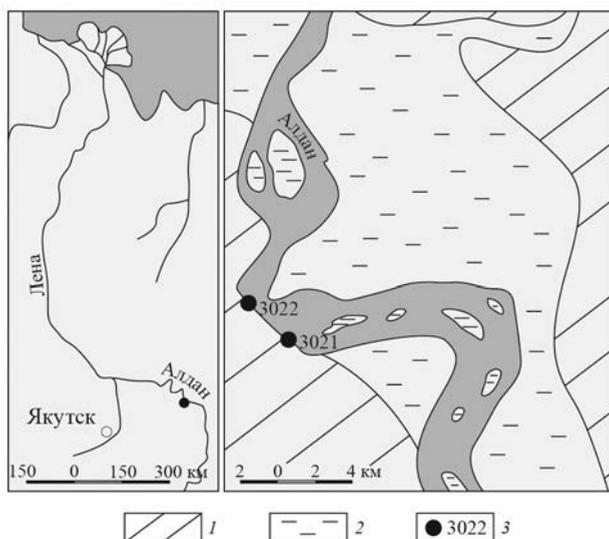


Рис. 4.11. Местоположение разреза Мамонтова гора.

1 — коренной берег, 2 — пойма, 3 — расположение разрезов и их номера.

Верхняя по реке часть обнажения (рис. 4.12) имеет наибольшую высоту, нижняя по реке часть заметно ниже.



Рис. 4.12. Верхняя (по течению) часть обнажения разреза Мамонтова гора высотой до 85 м над рекой.

Точка наблюдения, где был исследован разрез 3021, имеет координаты $62^{\circ}56'56''$ с.ш., $134^{\circ}00'02,1''$ в.д. — это координаты бровки уступа, который достигнут по осыпному склону крутизной более 35° . Высота бровки уступа 82 м определена эклиметрированием, а по GPS прибору составила 86 м от уреза воды в реке, который по карте имеет отметку 95 м над уровнем моря. Описание разреза (рис. 4.13) произведено сверху вниз.

Под почвой толщиной около 1 м, представленной серым алевритовым песком с органикой, залегает толща переслаивания желтых, вплоть до железистых коричневых, песков с редкими прослоями гравия и единичными гальками. Толщина серий косослоистых песков составляет от 10 до 60 см. В толще часты линзы косослоистых алевритовых песков с гравием. На глубине 6—8 м (76—74 м над рекой, 171—169 м над уровнем моря) есть прослой галек с косой слоистостью. Гальки лежат плоской стороной параллельно напластованию. Пески, по-видимому, содержат алевритовый материал, так как хорошо держат вертикальную стенку. В песках содержатся ока-

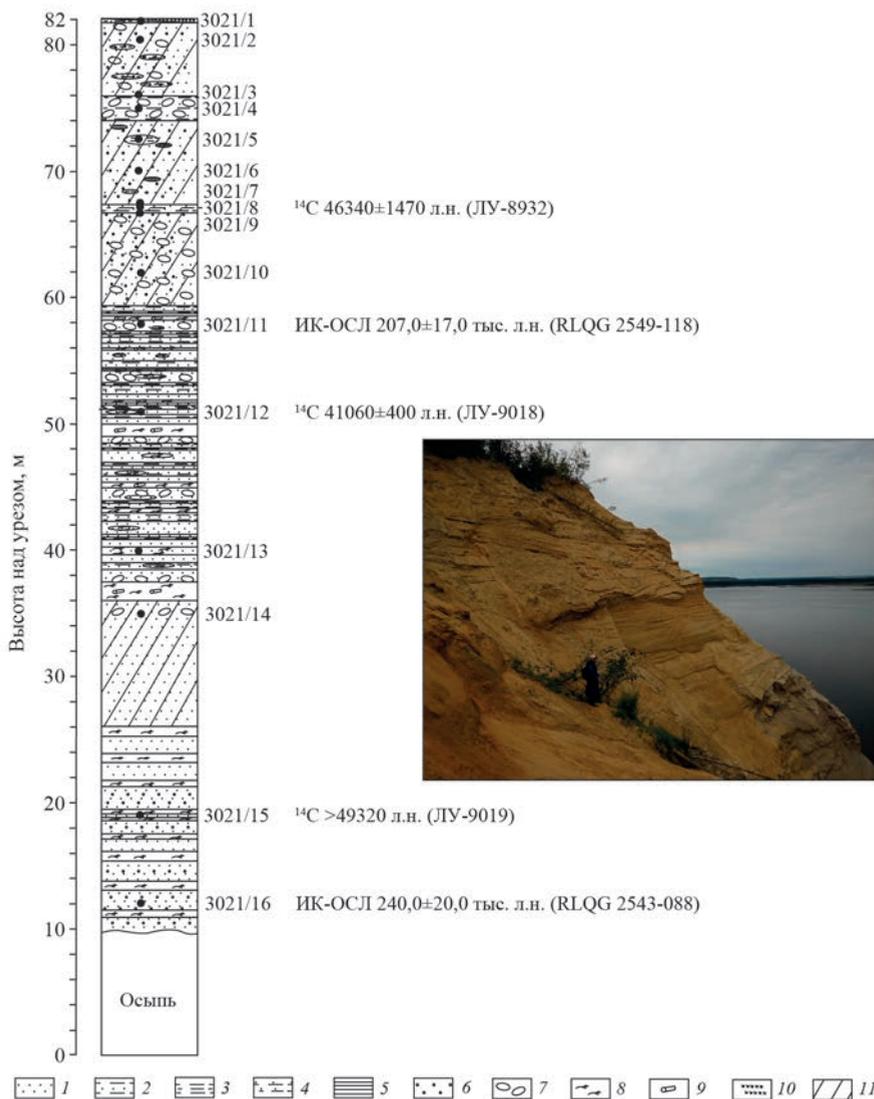


Рис. 4.13. Обнажение, номера образцов и возраст отложений в точке наблюдений 3021.

1 — песок; 2 — алевритовый песок; 3 — алеврит; 4 — глина; 5 — горизонтальная слоистость; 6 — гравий; 7 — галька; 8 — растительный и древесный детрит; 9 — стволы деревьев; 10 — почва; 11 — косая слоистость.

тыши глин и линзовидные прослои глин толщиной до 3 см. В толще встречаются прослои гравия.

К низу косослоистые, желтовато-серые, разнозернистые пески с гравием образуют прослои толщиной до 10—15 см, разделенные горизонтально слоистыми песками. На глубине 14,5—15,3 м (высота 67,5—66,7 м над рекой, 162,5—161,7 м над уровнем моря) залегает прослой серо-синего опесчаненного алеврита с древесиной коричневого цвета. Древесина залегает линзами. Верхний контакт слоя резкий, и в нем залегает алеврит с глиной. На 5 см ниже кровли из песков взят образец с древесиной, ради-

оуглеродный возраст которой оказался равным 46300 ± 1470 лет (ЛУ-8932). Нижний контакт также резкий с гравийным прослоем в песчаной косой серии.

В интервале высот 59,7—35 м (154,7—130 м над уровнем моря) залегает пачка разнозернистых песков серого и желтого цветов, в основном горизонтально слоистых. Пески насыщены гравием и галькой. Серые (часто алевритовые) пески с синим оттенком переслаиваются тонкими прослоями алевритов. ИК-ОСЛ возраст песков с высоты 58 м (153 м над уровнем моря) составил $207,0 \pm 17,0$ тыс. лет (RLQG-2549-118). Толща насыщена древесиной в виде прослоев и линз древесного детрита. Иногда встречаются целые стволы деревьев. На высоте 36—37,5 м (132,5—131 м над уровнем моря) древесины в отложениях больше, чем песка. Древесина с высоты 51 м (146 м над уровнем моря) показала радиоуглеродный возраст 41060 ± 400 лет (ЛУ-9018). По всей этой толще серого песка встречаются галечные прослои толщиной до 10—20 см. В подошве залегает слой гальки с алевритом мощностью 30 см.

Ниже 35 м (130 м над уровнем моря) снова залегает косослоистый песок. С высоты 26 м (121 м над уровнем моря) и ниже в горизонтально-слоистых песках через 1—1,5 м ритмично повторяются прослои, насыщенные древесиной. Радиоуглеродный возраст древесного обломка с высоты 19 м (114 м над уровнем моря) оказался за пределами для этого метода датирования (>49320 лет назад, ЛУ-9019).

ИК-ОСЛ возраст песков с высоты 12 м над рекой (107 м над уровнем моря) составил $240,0 \pm 20,0$ тыс. лет (RLQG-2549-118). В нижней части толщи встречаются отдельные слои с гравием толщиной до 10—15 см. Толща прослеживается до высоты 10 м над рекой (105 м над уровнем моря), ниже осыпь. Высота половодья находилась на отметке 8,5 м выше уреза воды в момент наблюдения 4 июля 2017 г. Она отмечена заброшенными на аккумулятивную терраску гальками и мелкими валунами.

В изученных пробах пыльца и споры либо отсутствовали (образец 3021/3, см. рис. 4.13), либо содержались в недостаточном количестве для статистической обработки и построения диаграммы. Максимальное содержание пыльцы выявлено в образце 3021/9 и составило 79 зерен. В остальных образцах оно варьировало от 1 до 24 зерен. В основном встречалась пыльца *Pinus s/g Haploxyylon*, *Pinus s/g Diploxyylon* и *Betula sect. Albae*. В некоторых пробах в единичных количествах отмечена пыльца *Abies*, *Tsuga*, *Corylus*, Суругасеае и споры рода *Osmunda*, а также цисты зеленых водорослей *Pediastrum* и *Botryococcus*. Зафиксированы дочетвертичные переотложенные пыльца и споры. В то же время анализ поверхностного образца 3021/1 показал относительно высокую концентрацию микрофитофоссилий. В спорово-пыльцевом спектре доминирует пыльца деревьев и кустарников (92,4 %), в основном представленная пылью *Alnus fruticosa* (77 %). Среди травянистых растений доминирует пыльца семейства Ericaceae (3 %) и рода *Artemisia* (2 %).

Точка наблюдения, где был исследован разрез 3022 (координаты $62^{\circ}58'08''$ с.ш., $133^{\circ}57'03,7''$ в.д.), расположена в середине протяжения обнажения Мамонтова гора (см. рис. 4.11) на расстоянии 3,35 км ниже по течению р. Алдан от точки наблюдения 3021. Высота бровки обнажения составила 58 м (153 м над уровнем моря). Выше располагаются склон и терраса высотой 65 м. В обнажении по распадку эрозией вскрыта толща переслаивания косослоистых песков с большим количеством древесины (рис. 4.14). В стенке разреза по распадку под лесной подстилкой с высоты 58 м (153 м над уровнем моря) вниз наблюдалось переслаивание серых кварцевых мелкозернистых и среднезернистых песков с гравием и галькой. С высоты 52 м (147 м над уровнем моря) залегает толща косослоистых песков с древесным детритом и отдельными стволами деревьев.

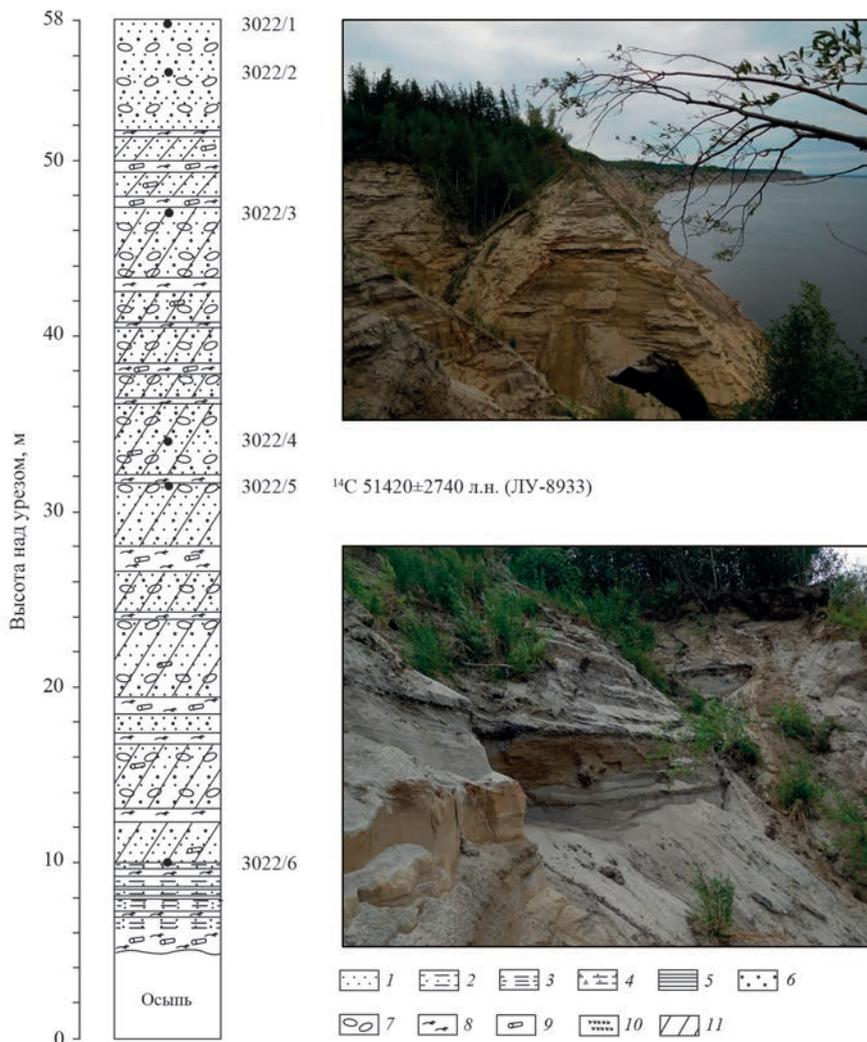


Рис. 4.14. обнажение, номера образцов и возраст отложений в точке наблюдений 3021.

1 — песок; 2 — алевритовый песок; 3 — алеврит; 4 — глина; 5 — горизонтальная слоистость; 6 — гравий; 7 — галька; 8 — растительный и древесный детрит; 9 — стволы деревьев; 10 — почва; 11 — косая слоистость.

С высоты 47 м (142 м над уровнем моря) цвет песков меняется с серого на желтый. Косые серии песков переслаиваются с мелкими прослоями гравия и гальки, а также древесных остатков. На высоте 31,5 м (126,5 м над уровнем моря) залегают прослой галечника, над которым расположен слой древесных остатков с наполнителем из желтовато-серого алевритового песка со слюдой. Образец древесины из-под галечника показал запределный радиоуглеродный возраст 51420±2740 лет (ЛУ-8933). Ниже в распадке образована осыпь. Но со стороны реки толща прослеживается до высоты 10 м над водой (105 м над уровнем моря); она представлена переслаиванием древесных слоев с песком, и только ниже располагается осыпь. Толща представлена мелкозернистым алевритовым песком с древесными остатками в косых сериях. Благодаря содержанию алеврита пески держат стенку и осыпаются

не так активно, как происходит в чистых песках. В основании разреза (5 м над водой, 100 м над уровнем моря) эрозией вскрываются ступени по слоям плотно слежавшейся древесины, отдельные стволы которой сплющены давлением до овала в сечении. Здесь в осыпи находятся шишки хвойных древесных пород и орехи. Также в осыпи найдены позвонок млекопитающего и зуб мамонта.

Образцы из обнажения 3022 содержали еще меньшее количество микрофитофоссилий, чем образцы из обнажения 3021. Единичные пыльцевые и споровые зерна обнаружены только в образцах 3022/4 и 3022/5 (см. рис. 4.14). Это пыльца *Pinus*, *Abies*, *Ulmus*, *Cyperaceae* и споры *Osmunda*. Зафиксированы дочетвертичные переотложенные формы. Достаточное количество микрофитофоссилий обнаружено лишь в поверхностном образце (3022/1). В спектрах доминирует пыльца *Betula sect. Albae* (19 %) и *Pinus s/g Haploxyylon* (19 %). Среди травянистых растений преобладает пыльца семейства *Cyperaceae* (6 %), среди споровых — споры *Polypodiaceae* (3 %).

Низкое содержание пыльцы в исследованных образцах дало повод усомниться в достаточности обработки образцов для пыльцевого анализа по методике, изложенной в работе Berglund, Ralska-Jasiewiczowa (1986), в соответствии с которой осадок массой 15—20 г был сначала обработан соляной кислотой (HCl), затем гидроксидом натрия (NaOH) и после этого подвергнут обработке плавиковой кислотой (HF). Если минеральные частицы (силикаты) полностью не растворялись после использования плавиковой кислоты, то применялась тяжелая жидкость с удельным весом 2,29 г/см³ для разделения органической и минеральной части. Дополнительная очистка проб от пелитовых частиц выполнялась с использованием ультразвуковой ванны. Из отмытого от реагентов образца изготавливались временные препараты с глицерином для просмотра под световым микроскопом с увеличением в 400 раз.

Для оценки качества пробоподготовки во второй раз образцы были обработаны по другой методике. Четыре образца из обнажения 3022 (3022/2, 3022/3, 3022/5, 3022/6) и семь образцов из обнажения 3021 (3021/2, 3021/4, 3021/9, 3021/11, 3021/13, 3021/14, 3021/16) массой по 100 г были повторно обработаны тяжелой жидкостью с удельным весом 2,29 г/см³ по стандартной методике (Гричук, Заклинская, 1948). Плавиковая кислота не применялась. Из сравнительного анализа данных с применением обеих методик пробоподготовки (табл. 4.1, 4.2) следует, что сохранность большинства микрофоссилий плохая и представлена уплощенными и разорванными пыльцевыми зернами, особенно в случае таксонов хвойных пород деревьев. Резкое преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы свидетельствует о широком развитии лесов, преимущественно хвойных с участием березы и ольхи.

Таблица 4.1

Количество пыльцы и спор из обнажения 3021, полученное с использованием методики с применением плавиковой кислоты и тяжелой жидкости, а также по методике с применением только тяжелой жидкости (в скобках)

Видовой состав	Глубина, м														
	0	1,5	6	7	9,5	12	14,55	15,3	20	24	31	42	56	63	70
	Номер образца (в соответствии с рис. 4.13)														
	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	14	15	16
	<i>Пыльца древесных пород и кустарников</i>														
<i>Picea</i>	1	1	0	0	0	0	2	6(1)	0	0	3	2(4)	1(17)	0	1
<i>Pinus</i> sp.								0(1)		(1)		0(5)	0(3)	0	0

Видовой состав	Глубина, м															
	0	1,5	6	7	9,5	12	14,55	15,3	20	24	31	42	56	63	70	
	Номер образца (в соответствии с рис. 4.13)															
	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	14	15	16	
<i>Pinus s/g Haploxyylon</i>	4	1 (0)	0	0 (1)	0	1	3	17 (1)	0	4	1	2 (25)	0 (82)	1	0 (5)	
<i>Pinus s/g Diploxyylon</i>	3	0	0	0	0	0	1	11 (4)	0	0	0	0 (10)	0	0	0 (1)	
Pinaceae indet.	1	0	0	0	0	0	5	19	1	3	2	0 (1)	3	0	1	
<i>Larix</i>	3	0	0	0	0	0	0	0 (1)	0	0	0	0	0	0	0	
cf. <i>Tsuga</i>	0	0	0	0	0	0	0	0 (1)	0	1	0	0 (2)	0 (8)	0	0	
<i>Abies</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	
<i>Betula sect. Albae</i>	11	2	0	0	0	0	1	7 (4)	0	0	0	1 (25)	1 (10)	4	0	
<i>Betula sect. Nanae</i>	0	1	0	1	0	0	0	2 (2)	0	0	0	0 (9)	0	0	0	
<i>Salix</i>												0 (2)	0 (1)			
<i>Alnus</i>	5	1	0	0	1	0	7	7 (11)	0	5 (1)	1	3 (26)	0 (3)	1	0	
<i>Alnus fruticosa</i>	142	0	0	0	0	0	0	4 (1)	0	0	0	0	1 (2)	0	0	
<i>Corylus</i>	0		0	2	1	0	5	4 (15)	0	2	0	1 (21)	0	1	0	
<i>Ulmus</i>													0 (1)			
<i>Pterocarya</i>													0 (1)			
Всего	170	6	0	3 (1)	2	1	24	77 (42)	1	15 (2)	7	9 (130)	7 (128)	7	2 (6)	
<i>Пыльца трав и кустарничков</i>																
Рoaceae	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0 (1)	0	0 (1)	0	0	0	
Сyperaceae	1	0	0	0	1	1	0	2	0	2	1	0 (4)	0	0	0	
Asteraceae	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Artemisia</i>	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ericales	6											0 (5)	0 (4)			
Rosaceae												0 (1)				
Caryophyllaceae	1															
cf. <i>Rhus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	
Indet.	2	0	0	0	0	0	0	1 (3)	0	0	1	0 (2)	0	0	0	
Всего	14	0	0	0	1	1	0	5 (3)	0	2 (1)	2	1 (13)	0 (4)	0	0	
Всего ПЫЛЬЦЫ	184	6	0	3 (1)	3	2	24	82	1	17 (3)	8	10 (143)	7 (132)	7	2 (6)	
<i>Споры</i>																
<i>Sphagnum</i>	0	0	0	0	0	0	0 (10)	0	1	0	1	0 (19)	0 (1)	0	0 (1)	
Polypodiaceae	1	0	0	0	0	0	6	7	1	4 (2)	0	4 (30)	0 (13)	1	0	
<i>Lycopodium clavatum</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0 (2)	0	0	
<i>Lycopodium</i> sp.												0 (1)	0 (1)			
<i>Osmunda</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0 (2)	0	0	0	
Всего спор	1	1	0	0	0	0	6 (10)	8	2	4 (2)	1	4 (52)	0 (19)	1	0 (1)	
Переотложенные споры и пыльца	3	2	0	1	0	1	3 (6)	17	2	2 (3)	5	1 (12)	1 (28)	0	1	
<i>Водоросли</i>																
<i>Botryococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Pediastrum</i>	1	1	0	2	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	

Количество пыльцы и спор из обнажения 3022, полученное с использованием методики с применением плавиковой кислоты и тяжелой жидкости, а также по методике с применением только тяжелой жидкости (в скобках)

Видовой состав	Глубина, м					
	0	3	11	24	26,5	48
	Номер образца (в соответствии с рис. 4.14)					
	3022/1	3022/2	3022/3	3022/4	3022/5	3022/6
<i>Пыльца древесных пород и кустарников</i>						
<i>Picea</i>	3	0	0 (6)	0	2 (14)	0 (9)
<i>Pinus</i> sp.	0	0	0 (3)	0	0	0 (2)
<i>Pinus</i> s/g <i>Haploxyylon</i>	14	0 (8)	0 (10)	2	0 (81)	0 (9)
<i>Pinus</i> s/g <i>Diploxyylon</i>	6	0 (2)	0 (5)	1	0 (16)	0 (2)
Pinaceae indet.	1	0	0 (5)	2	0	0
<i>Larix</i>	4	0	0	0	0	0
cf. <i>Tsuga</i>	1	0	0 (3)	0	0 (5)	0
cf. <i>Taxus</i>	0	0	0	0	0 (1)	0
<i>Abies</i>	0	0	0 (1)	1	0	0
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	14	0	0 (11)	0	0 (34)	0 (33)
<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i>	5	0	0 (8)	0	0 (2)	0 (8)
<i>Alnus</i>	5	0	0 (10)	0	0 (21)	0 (9)
<i>Alnus fruticosa</i>	6	0	0	0	0 (6)	0 (9)
<i>Corylus</i>	0	0	0 (5)	0	0	0
<i>Quercus</i>	0	0	0	0	0 (1)	0
<i>Ulmus</i>	0	0	0 (1)	1	0 (1)	0
<i>Viburnum</i>	0	0	0	0	0 (1)	0 (2)
cf. <i>Podocarpus</i>	0	0	0	0	0 (1)	0
<i>Pterocarya</i>	0	0	0	0	0 (1)	0
<i>Carya</i>	0	0	0	0	0 (1)	0
<i>Juglans</i> -type	0	0	0	0	0	0 (2)
Всего	59	0 (10)	0 (68)	6	2 (186)	0 (85)
<i>Пыльца трав и кустарничков</i>						
Рoaceae	0	0	0 (10)	0	0 (4)	0 (3)
Сyperaceae	1	0	0	1	0 (4)	0
Chenopodiaceae	1	0	0	0	0	0 (1)
<i>Artemisia</i>	2	0	0 (1)	0	0	0
Ericales	0	0	0 (1)	0	0 (1)	0 (3)
Ranunculaceae	1	0	0	0	0 (1)	0
<i>Thalictrum</i>	1	0	0	0	0	0
<i>Saxifraga</i>	1	0	0	0	0	0
Rosaceae	1	0	0	0	0	0 (1)
Brassicaceae	2	0	0	0	0	0
Indeterminate	0	0 (1)	0 (1)	0	0 (6)	0
Всего	10	0 (1)	0 (4)	1	0 (16)	0 (8)
Всего ПЫЛЬЦЫ	69	0 (11)	0 (72)	7	2 (202)	0 (93)
<i>Споры</i>						
Sphagnum	0	0 (1)	0 (2)	0	0 (8)	0 (11)
Polypodiaceae	2	0 (1)	0 (9)	0	0 (10)	0 (8)

Видовой состав	Глубина, м					
	0	3	11	24	26,5	48
	Номер образца (в соответствии с рис. 4.14)					
	3022/1	3022/2	3022/3	3022/4	3022/5	3022/6
<i>Equisetum</i>	0	0	0 (1)	0	0	0
<i>Osmunda</i>	0	0	0	1	0 (2)	0
<i>Lycopodium</i> sp.	0	0 (1)	0 (1)	0	0 (1)	0 (2)
Всего спор	2	0 (3)	0	1	0	0
Переотложенные споры и пыльца	5	0 (2)	0 (6)	4	1 (39)	0

Вероятно, спорово-пыльцевой спектр образца 3021/14 (см. рис. 4.13) свидетельствует о преобладании именно темнохвойной тайги. На это указывает большее, чем в других образцах, содержание пыльцы ели и сибирских видов сосны, а также пихты. Во всех образцах обнажения 3021 не обнаружено большого разнообразия пыльцы экзотических хвойных пород и широколиственных по сравнению с образцами из обнажения 3022 (3022/5 и 3022/6, см. рис. 4.14). Ни в одном образце из обоих обнажений не обнаружена пыльца лиственницы. Наиболее благоприятным климатическим условиям отвечают спорово-пыльцевые спектры образцов 3022/9, 3022/5 и 3022/6. Можно предположить, что образцы 3022/5 и 3022/6 отвечают верхам нижней части 60—80-метровой террасы реки Алдан, нижняя часть которой ранее была отнесена к миоплиоцену (Разрез новейших отложений..., 1973, с. 54, рис. 13 и с. 55).

В целом в разрезе Мамонтова гора вскрыты довольно монотонные толщи руслового аллювия, накапливавшегося весьма быстро. Большие скорости осадконакопления подтверждаются имеющимися датировками и малым количеством пыльцы в отложениях. Средняя и нижняя части обнажения 3021 представлены горизонтальным переслаиванием песков и древесины, что свидетельствует о более спокойной обстановке осадконакопления по сравнению с руслом. В нижней части обнажения 3022, судя по виду погребенных стволов деревьев (раздавлены до овальных форм в своем сечении) и находкам орехов на бечевнике, залегают наиболее древние отложения, возраст которых пока не определен, но по содержащимся пыльцевым зернам и плодам ореха может быть дочетвертичным.

Полученные для разрезов 3021 и 3022 датировки дают основание предположить, что толща аллювия с горизонтально слоистыми сериями переслаивания песков с древесиной на горизонтах 12—58 м над рекой в обнажении 3021 накопилась довольно быстро в период 240—207 тыс. лет назад. Верхняя толща аллювия имеет каргинский возраст и накапливалась также довольно быстро (первые десятки метров за период 50—40 тыс. лет назад). Обе пачки аллювия могли накопиться по контрастивному механизму осадконакопления в реках, вызванному подпором речного стока со стороны моря в течение трансгрессивных фаз. Такие фазы трансгрессий отмечаются датировками морских отложений на побережьях Арктики 240—200 и 50—40 тыс. лет назад (Molodkov, Bolikhovskaya, 2002). На этой же высоте в долине р. Лены аллювиальные накопления Бестяхской террасы также относятся к каргинскому времени (Большаянов и др., 2016; Правкин и др., 2018).

Оловый генезис основной толщи Бестяхской террасы, описанной в устье р. Буотамы (Васильева и др., 2024), нами не поддерживается, так как в толще ал-

лювиальных песков Бестяхской террасы напротив Якутска найдены непыльцевые водные палиноморфы (зеленые пресноводные водоросли *Pediastrum*, *Botriococcus*, *Zugnema*), а также остатки хирономид, раковины амёб и спикулы губок (Правкин и др. 2018), что явно противоречит мнению о континентальном происхождении толщ песков в долине р. Лены. Эоловыми могут быть пески, слагающие только верхние части террас, да и те переветаны из песков, отложившихся в водоемах. Нереальным

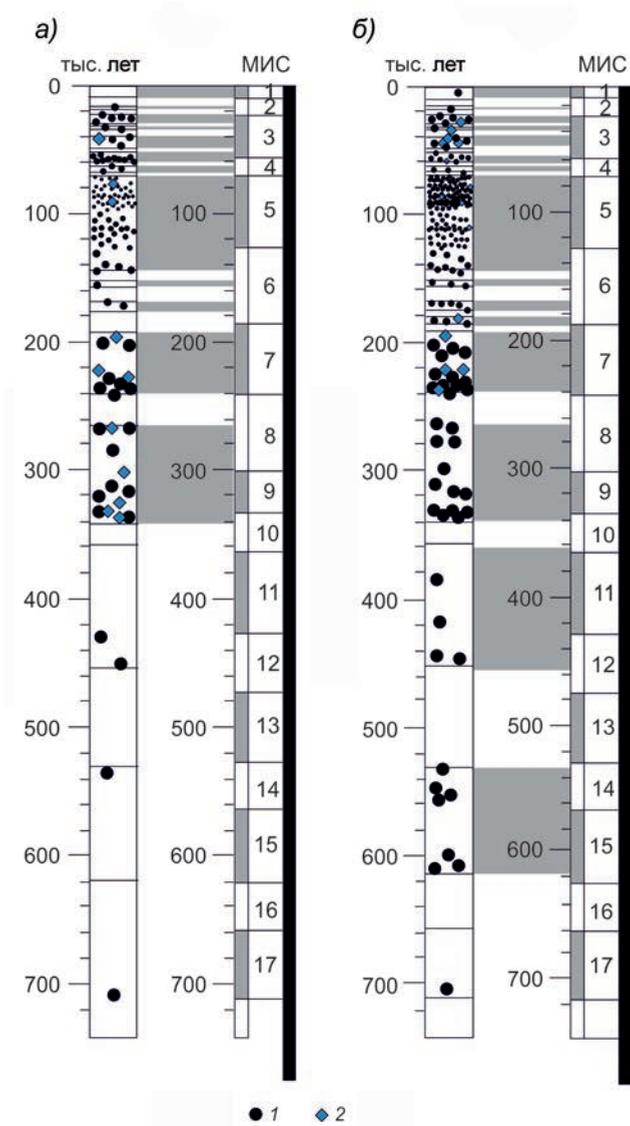


Рис. 4.15. ЭПР и ИК-ОСЛ датировки морских отложений лаборатории GeoAge (Molodkov, Bolikhovskaya, 2002) с дополнениями по образцам в соответствии с работой Большакина (2025). а) п-ов Таймыр; б) п-ов Таймыр, архипелаг Северная Земля, архипелаг Новосибирские острова, о. Колгуев; 1 — датировки ЭПР-методом, 2 — датировки ИК-ОСЛ методом. Серым цветом в колонках справа выделена продолжительность морских трансгрессий по изотопно-кислородной шкале.

ни с геоморфологической точки зрения, ни в связи с историей развития природной среды в конце позднего неоплейстоцена видится накопление 85-метровой толщи исключительно эоловых отложений в это время и в голоцене (Васильева и др., 2024). В таком понимании и р. Лены не должно было существовать в исключительно холодном и сухом климате. Между тем, именно реки и море способны эродировать, переносить и откладывать мощные толщи песков, распространившихся на огромных площадях, например, Бестяхской террасы, да и всех равнин Якутии. Ветру остается только перевевать накопленные ранее в водных условиях пески с бывших берегов морей и рек, на которых образованы ветровые формы рельефа (тукуланы).

Кроме того, разрез в устье р. Буотамы, представленный как почти вертикальное обнажение песков (Васильева и др., 2024), в действительности таковым не является. К реке обнажение понижается осыпями; из-под них иногда обнажаются лишь отдельные горизонтальные слои, ниже которых можно выполнить расчистку глубиной до одного метра. В целом раскопать обнажение крутизной 35° и больше не представляется возможным из-за сильно осыпного склона. Поэтому в представленном разрезе 45-метровая толща эоловых отложений, датированная возрастом 14—17 тыс. лет (Васильева и др., 2024), является лишь облекающим плащом, скрывающим ядро из отложений совсем другого возраста и происхождения. И толщина этого осыпного плаща составляет лишь несколько метров. Если отбирать образцы, то из той части обнажения, которая находится выше впадения р. Буотамы в р. Лену, где склон круче и осыпи слезаны рекой, особенно во время половодий.

Таким образом, основываясь на своем фактическом материале о возрасте и происхождении Бестяхской террасы (Правкин и др. 2018), мы считаем обоснованным вывод о том, что в каргинское время позднего неоплейстоцена в долине р. Лены в районе Якутской излучины происходило накопление аллювия значительной мощности (констративного) в связи с подпором со стороны моря во время морской трансгрессии. Более того, каргинский возраст алевритов (23,5—35 тыс. лет) установлен для отложений террасы 25—30 м в верховьях р. Лены в районе г. Жигалово (Иркутская область) (Большаинов и др., 2016).

Такое же понимание причины и условий накопления мощной толщи аллювия вполне приемлемо и для отложений, формирующих основное тело песков Мамонтовой горы возрастом 207—240 тыс. лет, отложившихся при трансгрессии моря в это время. ИК-ОСЛ датирование аллювиальных отложений, слагающих левый склон долины р. Лены в районе пос. Эдейцы, показало, что они откладывались примерно в это же время, 234—182 тыс. лет назад (Правкин и др., 2018). ИК-ОСЛ и ЭПР датировки морских отложений для северных берегов Евразии подтверждают данные, полученные в долинах рек Лены и Алдан. В отмеченные периоды на северном побережье Евразии развивались морские трансгрессии (рис. 4.15).

4.3. Колебания уровня моря в устьях сибирских рек в голоцене

Все исследователи устьевых областей рек давно понимают, что «вековые и многолетние изменения уровня океана, морей и озер — важнейший фактор, влияющий на эволюцию дельт» (Михайлов, 2002). Этапы развития рек связаны с крупномасштабными трансгрессиями и регрессиями Мирового океана (Михайлов и др., 2017), которые оказывают воздействие на все звенья гидрографической сети (Маккавеев и др., 1961). Авторы настоящей монографии полностью согласны с этими основополагающими принципами развития рек и рельефа их водосборных бассейнов,

однако при изучении речных дельт российской Арктики им приходилось убеждаться в том, что эволюция устьевых областей не закончилась 5—6 тыс. лет назад в связи с постулируемой большинством исследователей стабилизацией уровня Мирового океана около его современного положения (Каплин, Селиванов, 1999; Fairbridge, 1961). Результаты изучения специалистами ААНИИ гидрографии, гидрологических процессов, геоморфологического, геологического и криолитологического строения, специфических органо-минеральных отложений устьевых областей рек Оби (с 1977 по 1983 г.), Пясины и Нижней Таймыры (с 1985 по 1987 г.), Хатанги и Анабара (с 1987 по 1990 г.), Лены (с 1998 г. по настоящее время) указывают на многократные и значимые колебания уровня приемного водоема (Северного Ледовитого океана) в течение последних сотен и тысяч лет.

4.3.1. Обоснование выбора объектов и методические особенности изучения дельт сибирских рек

Основными методами исследований ААНИИ в устьевых областях сибирских рек были геоморфологическая съемка и изучение геологического строения надводных частей их дельт. В результате съемки определялись поверхности пойм и террас, а также слагающие их разновозрастные отложения. Высота поверхностей определялась всеми доступными методами: по топографическим картам, эклиметрованием, нивелированием. При изучении состава отложений особое внимание уделялось широко распространенным в дельтах эстуарно-морским осадкам, часто представленным значительными скоплениями органо-минеральных отложений. Возраст пойм и террас различной высоты определялся с использованием радиоуглеродного метода датирования органических остатков, залегающих в поймах и террасах. Относительный возраст пойм и террас определялся по развитости мерзлотных форм рельефа — полигонов, бугров пучения; для оценки относительного возраста молодых поверхностей пойм анализировалась степень развитости на них растительного покрова. Применялись спорово-пыльцевой и другие виды аналитических исследований отложений, свидетельствующих о смене обстановки осадконакопления (подробнее о методах исследований см. главу 2). Радиоуглеродный и спорово-пыльцевой анализ были проведены в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. Кёппена Научно-исследовательского института географии Санкт-Петербургского государственного университета.

Большой объем фактического материала, собранного в ходе этих многолетних исследований, доступен широкой публике лишь по немногочисленным публикациям. Только по комплексному исследованию дельты р. Лены удалось опубликовать монографию (Большаянов и др., 2013) и обобщающую статью (Большаянов, Макаров, 2022). В настоящей главе мы обобщаем полученные результаты для выявления закономерностей развития изученных дельт в связи с колебаниями базиса эрозии, то есть уровня Северного Ледовитого океана, а также в связи с особенностями геологического и геоморфологического строения устьев рек.

4.3.2. Дельта р. Пясины как модель развития устьевых областей в условиях колебаний уровня моря

За дельту р. Пясины принята часть ее устьевой области от приверха о. Шайтан и мыса Слудского (638-й км от устья р. Дудышты по схеме судового хода) до границы устьевого бара (рис. 4.16); этот отрезок составляет 100 км по главному руслу реки. Ши-

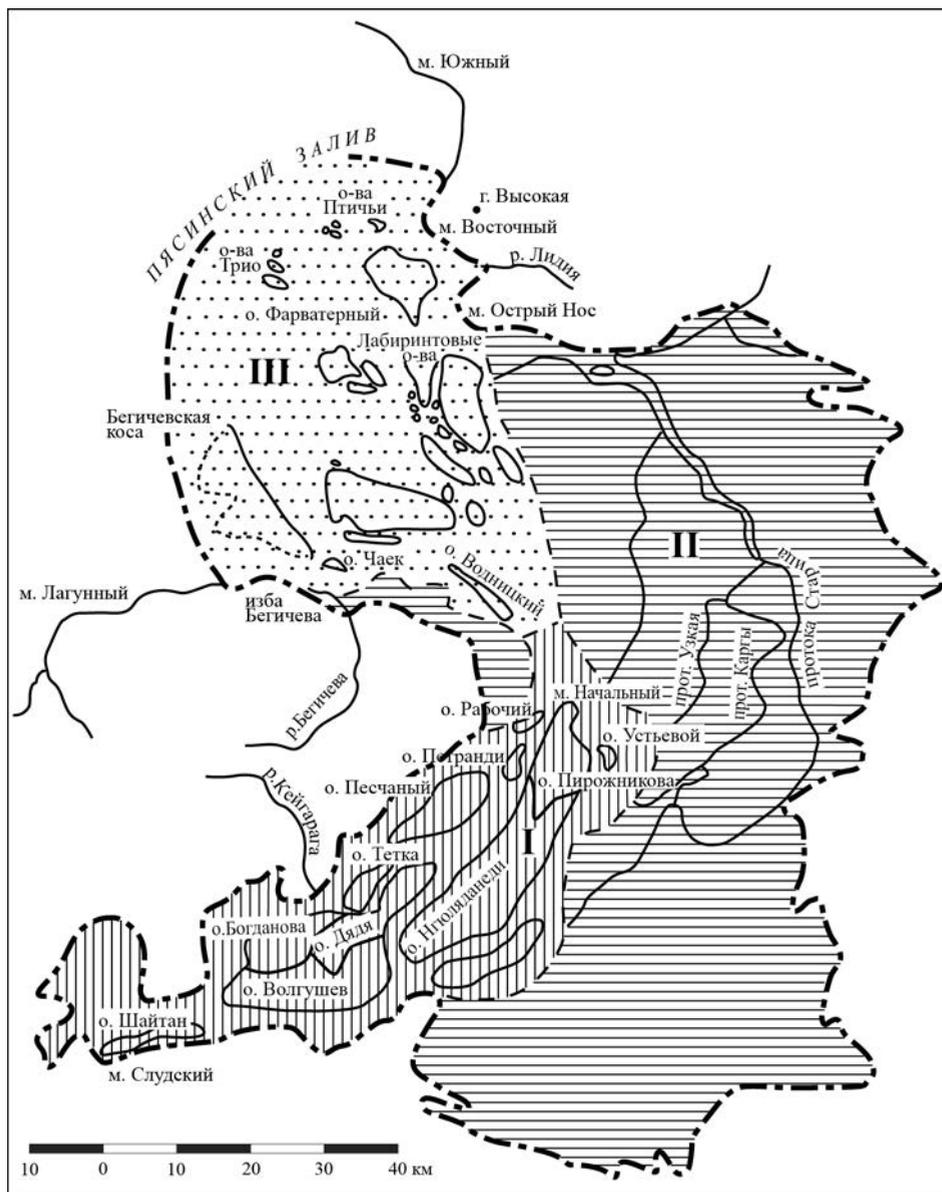


Рис. 4.16. Районирование дельты р. Пясины (Большаянов, Макаров, 2022; Большаянов, 2025).

I — район внутренней дельты, II — район сплоченного пойменного массива восточной части дельты, III — район внешней дельты выдвигения.

рина дельты достигает 35 км в средней части и 30 км в районе бара. Площадь дельты в принятых границах составляет 2635 км². По орогидрографическим признакам в ней выделяются три района (см. рис. 4.16): район внутренней дельты площадью 533 км² (I), характеризующийся высокими пойменными поверхностями, разделенными широкими рукавами; район пойменного массива в восточной части дельты площадью 1415 км² (II) и район внешней дельты выдвигения площадью 687 км² (III).



Рис. 4.17. Геоморфологическая карта дельты р. Пясины (Большиянов, Макаров, 2022).

1 — поймы низкая (до 1,5—1,7 м) и средняя (до 3 м); 2 — высокая древняя пойма 3 высотой до 5,5—6,0 м, возрастом 2680 лет; 3 — пойма 4 или первая терраса высотой до 6,5 м, возрастом 3570 лет; 4 — вторая терраса высотой 10 м, возрастом 6800 лет; 5 — третья терраса высотой 17—21 м; 6 — четвертая терраса высотой около 30 м; 7 — морские террасы высотой 31—35 и 44—45 м; 8 — склоны; 9 — гряды, сложенные коренными породами; 10 — границы установленные; 11 — границы установленные приблизительно; 12 — подводная формирующаяся пойма.

Острова дельты представлены разновысотными и разновозрастными поймами. Наиболее низкая поверхность находится в подводном состоянии во время половодья, а на морском краю дельты и во время приливов имеет отметки до 1 м над меженным уровнем реки. Эта поверхность побочней в районе I или осушки в районе бара ограничивает сверху геологические тела, слагаемые песчаным материалом иногда с включениями более крупных обломков. Такие мелководья распространены в основном в районе внешней дельты. Поверхность поймы 1 (см. рис. 4.17) высотой до 1,7 м — непосредственное продолжение осушек. Она окаймляет острова в районе внутренней дельты и приключается с запада к пойменному массиву в восточной части дельты. На геоморфологической карте дельты (рис. 4.17) пойма 1 и осушка объединены одним знаком. Пойма 1 характеризуется разреженным растительным покровом по краям островов. Она сложена в основном песчаным материалом, а в случае сильного зарастания в старицах вскрывается илистый материал с большим количеством растительных остатков.

Высота поймы 2 достигает 3 м (табл. 4.3) в районе 1 и 1,5 м в районе 2; пойма сложена переслаивающимися песками и алевритовыми песками, с поверхности покрыта травянистой растительностью, редкими кустарниками ивы и частыми полями пушицы. Благодаря бульдозерному эффекту льда на пойме возникают деформации грунта, холмики и гряды высотой до 1 м, вторгающиеся на десятки метров в глубь островов. Во время половодья пойма 2 заливается. В районе внутренней дельты на ее поверхности иногда встречаются береговые валы.

Таблица 4.3

Высота пойменных и террасовых поверхностей в дельте р. Пясины

Район дельты	Высота поверхностей над уровнем моря, м						
	Побочни, осушки	Пойма 1	Пойма 2	Пойма 3	Пойма 4, первая терраса	Вторая терраса	Третья терраса
Внутренний (1)	0—1	1,5—1,7	1,5—3	3—5,5	6,5	10—15	21
Восточный (2)	0—1	1,7—2,5	2,7—5	6	10—13	17—18	—
Внешний (3)	0—1	1—2	2,5—3,5	—	—	—	—

Пойма 3 — высокая, едва ли заливаемая поверхность высотой до 5,5—6,0 м (см. табл. 4.3). Основной ее отличительный признак — полигональность грунтов, наличие жильных льдов. Поверхность поймы заселена мохово-злаково-разнотравной растительностью с множеством кустарничков ивы. В термоэрозионных уступах поймы 3 высотой до 4 м обнажается переслаивание растительных остатков, песка, алеврита. Датировка одного из прослоев с растительностью, вскрывающегося на глубине 0,60—0,75 м от поверхности поймы на о. Петранди, показала возраст 2680 ± 50 лет (ЛЮ-1919). В спорово-пыльцевых спектрах торфов и песка отмечено большое количество древесной пыльцы, среди которой много пыльцы хвойных пород (в том числе сосны сибирской, пихты, лиственницы), что свидетельствует, по заключению палинолога Д.П. Пономаревой, о засорении спектров заносной пылью путем переноса текучими водами.

В осадках совместно присутствует пыльца маревых и полыни, что свидетельствует либо о сухости климата, либо о засолении грунтов. На площадях поймы 3, лишенных термокарстовых озер и аласов, скважины вскрывают значительные толщи

песка, песчаных алевритов. В скважине глубиной 6,2 м на о. Тётка и в других скважинах вскрыты пески и переслаивание песков, алевритов, растительных остатков, прослой и линзы льда. Кроме пластовых ледяных тел, в уступах поймы 3 развиты ледяные жилы видимой мощностью до 4 м, шириной до 2 м. Здесь же широко распространены округлые в плане озера, котловины спущенных озер (аласы) термокарстового происхождения.

От вершины дельты к устьевому взморью на поверхности пойм уменьшается количество аласов и озер, мерзлотная полигональная сеть развита слабее и находится на более раннем этапе формирования по сравнению с островами внутренней дельты. На пойме в районе внутренней дельты есть прирусловые валы, высота которых достигает 1,2 м, а ширина 50—70 м, покрытые ивовыми кустарничковыми зарослями. Прирусловые валы, расположенные сериями на островах Тётка и Волгушева, придают пойме гривистый характер и свидетельствуют о русловых переформированиях во внутренней дельте. В районе сплоченного пойменного массива восточной части дельты русловые валы единичны и располагаются вдоль крупной протоки Старицы. Во внешней дельте их вообще нет.

Самая высокая и древняя пойменная поверхность — пойма 4 в районе внутренней дельты — представлена небольшими эрозионными останцами, окруженными массивами более низких пойм. В восточной области дельты эти останцы более значительны по площади. Их поверхность резко отличается от поверхности всех более низких пойм не только высотой (до 6,5 м), но и развитием тундровых комплексов растительности (мохово-злаково-разнотравная с большим количеством кустарничковой ивы) на кочкарном микрорельефе и многочисленными норами леммингов. Они никогда не заливаются полыми, нагонными, приливными водами. По существу это надпойменная терраса, но лишь для удобства сравнения высоты террас, определенных предшествующими исследователями (первая терраса — 10-метровая), она названа высокой древней поймой 4. В отложениях этой, первой террасы присутствует окатанная галька, линзы и прослойки льда. Среди кварцевых песков в разрезе террасы на о. Пирожникова присутствуют линзовидные прослойки растительного детрита, радиоуглеродная датировка возраста которых показала 3570 ± 60 лет (ЛУ-1918). Спорово-пыльцевые спектры аналогичны спектрам из отложений поймы 3, где присутствует много заносной пыльцы древесных. Под переслаиванием песков и растительных остатков в подстилающих песках много пыльцы вересковых видов (до 50 % всех трав). Их присутствие может свидетельствовать о занятии песчаных осушек вереском при понижении уровня моря.

Вторая терраса высотой около 10 м в дельте встречается лишь в виде эрозионных останцов на островах Богданова, Дядя, Пирожникова. Они сложены кварцевыми, мелкозернистыми песками серо-желтого цвета. Склоны и поверхность останцов также заняты тундровой растительностью. Эта терраса прослеживается и на склонах долины р. Пясины (см. табл. 4.3). Радиоуглеродная датировка торфа, залегающего на глубине 1 м от поверхности террасы, расположенной в устье р. Бегичева (к югу от Бегичевской косы, см. рис. 4.16), показала возраст 6810 ± 60 лет (ЛУ-1920).

Третья терраса среди пойменных массивов дельты встречается лишь на о. Шайтан (см. рис. 4.16). Здесь она эрозионная (выработана в коренных породах), имеет высоту до 21 м и представляет собой эрозионный останец. Еще один останец второй террасы высотой 17—18 м расположен в районе сплоченного пойменного массива восточной части дельты. Терраса высотой 20 м, сложенная песками и распо-

ложенная на западном склоне долины Пясины, в устье р. Кейгараги (левый приток Пясины на приустьевом участке), по данным спорово-пыльцевого анализа, относится к каргинскому возрасту.

На склонах долины р. Пясины в ее устье есть морские террасы, распространенные до высоты 44—45 м. Кроме того, на берегах южной части Пясинского залива в зоне дельты выделяются следующие уровни морских террас: 5—6 м (устье р. Бегичева), 7—8 м (о. Фарватерный), 6 м (м. Восточный), 5 м (острова Птичьи), 13—14 м (м. Острый Нос), 15—16 м (о. Фарватерный), 15—18 и 31—35 м (склоны горы Высокой).

Строение дельты р. Пясины указывает на то, что обычные для средних участков рек объяснения формирования поймы к ней неприменимы. Основными причинами формирования пойм считаются подмыв рекой берегов и медленная миграция меандров вниз по течению, что влечет за собой возникновение многочисленных вееров блуждания потоков и береговых валов. Для дельты р. Пясины такие образования не характерны. Существование в дельте восточного сплочения пойменных массивов с узкими, слабо меандрирующими протоками свидетельствует о незначительности процессов переформирования рельефа в результате действия речных факторов. Несомненным остается лишь тот факт, что все поймы в дельте сложены в основном наносами, принесенными реками. Однако процессы осадконакопления и формирования рельефа в устьях полностью контролируется таким важнейшим фактором, как изменение базиса эрозии. Так, в разрезе осадков, слагающих пойму 3, вскрываются песчаные и алевритовые отложения с косою слоистостью типа «елочка» (направление серий слоев противоположно), что свидетельствует о существовании течений речных и противоположных им, вызывавшихся периодическими и непериодическими колебаниями уровня моря. В осадках той же высокой поймы имеют место галечники (о. Чаек), сформированные вдольбереговыми потоками наносов на морском крае дельты, а в отложениях содержатся солонатоводные виды диатомовых водорослей.

Прямые геоморфологические признаки влияния моря на процессы дельтообразования заключаются в следующем: 1) дельта представляет собой заполненные осадками морские заливы или эстуарии; 2) останцы древних террас и пойм среди молодых пойменных массивов свидетельствуют о чередовании этапов вреза и аккумуляции, вызванных колебаниями высотного положения базиса эрозии; 3) острова и даже одни и те же поверхности пойм и террас сложены разновозрастными осадками, которые накапливались на разных этапах развития дельты при повышенном стоянии уровня моря, размывались, исчезали или фрагментарно сохранялись на этапах размыва при пониженном стоянии базиса эрозии.

В соответствии с приведенными признаками модель развития дельты р. Пясины определяется следующими процессами. При подъеме уровня моря площадь дельты полностью или частично замещается мелководными водоемами (заливами), в которых аккумулируются значительные массы осадков благодаря твердому стоку рек и вдольбереговым потокам наносов. Такие процессы в настоящее время развиты на приустьевом взморье — на акватории Пясинского залива. В осадконакоплении важную роль играют органические осадки, которые представлены смытыми с поверхности тундры и переотложенными из более древних геологических тел островов остатками растительности. Они накапливаются на дне мелководных заливов в условиях слабой проточности последних. Режим таких бассейнов определяется действием морских и речных факторов, преобладание которых обусловлено откры-

тостью бассейна и высотой базиса эрозии. В результате последующей регрессии моря подводная дельта превращается в участок суши, и дальнейшее нарастание ее в высоту происходит главным образом под влиянием работы реки.

Е.В Шанцер (1951) считал, что только самые верхние, надводные горизонты дельтовых осадков можно отнести к аллювию. Во время регрессии основным процессом в развитии дельты становится размыв с формированием протоков в результате глубинной и боковой эрозии. На этом этапе возникают типичные пойменные формы рельефа — русловые валы, старицы, в осадках чередуются пойменные, русловые, старичные фации аллювия. Интенсивность размыва определяется многими факторами: стоком воды и наносов, количеством тепла и устойчивостью многолетнемерзлых пород, а также рядом других факторов. Важным фактором выступает время — продолжительность размыва и регрессии морского бассейна.

Наиболее древняя поверхность в современной дельте р. Пясины — поверхность второй надпойменной террасы, сохранившейся в виде останцов на островах Богдана и Дядя. Исходя из имеющейся радиоуглеродной датировки растительных остатков (6810 лет назад), залегающих в верхней части разреза осадков, слагающих первую террасу в устье р. Бегичева, на абсолютной высоте 8—9 м, можно предположить, что их формирование происходило на этапе повышенного стояния уровня моря.

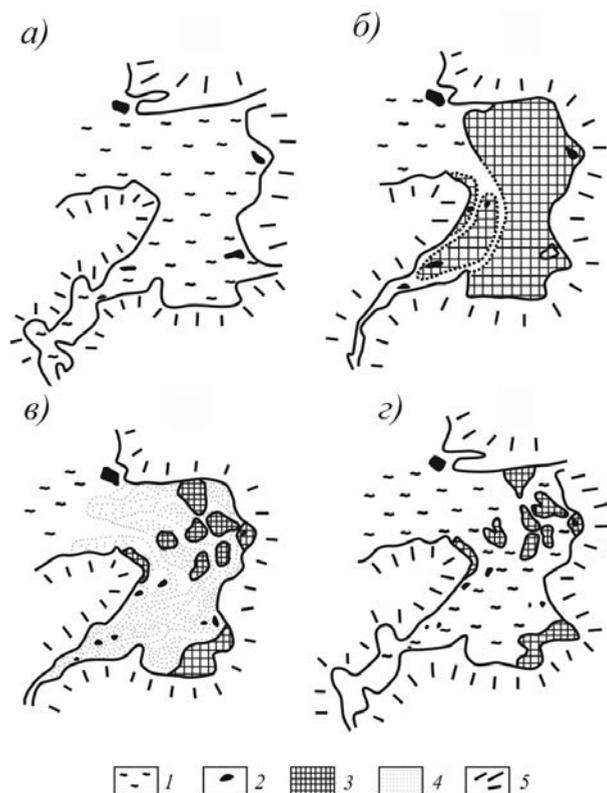


Рис. 4.18. Этапы развития дельты р. Пясины (Большянов, Макаров, 2022).

а — ингрессия моря с максимумом около 4000 лет назад; *б* — начало регрессии моря около 3500 лет назад; *в* — максимальная фаза регрессии около 3000 лет назад; *г* — ингрессия около 2800 лет назад.

1 — водные пространства, *2* — первая терраса, *3* — высокая древняя пойма, *4* — низкая пойма, *5* — склоны.

Более низкая поверхность первой террасы, сохранившаяся лишь в виде эрозионных останцов на о. Пирожникова, датируется по растительным остаткам возрастом 3570 ± 60 лет (ЛУ-1918). Органический материал залегает в верхней части разреза осадков на абсолютной высоте около 5,5 м. Затем последовал размыв отложений, уничтожение отложенного ранее осадка и массивов островов. Останцовый характер первой террасы свидетельствует о ее значительном размыве, происходившем, скорее всего, в несколько этапов при понижении уровня моря.

Осадки поймы 3 причленились к останцам первой террасы в результате смены периода размыва накоплением эстуарных осадков при повышении уровня моря около 3—2,7 тыс. лет назад. Формирование поверхности поймы 3 происходило при очередном понижении уровня моря, начавшемся около 2,7 тыс. лет назад. В то время происходило заложение основных современных проток во внутренней дельте р. Пясины и мелких проток в восточном пойменном массиве; основной сток реки сконцентрировался в западной части дельты по кратчайшему пути к морю.

Следующий этап повышенного стояния уровня моря фиксируется двумя радиоуглеродными датировками растительных остатков: 1340 лет назад (о. Богданова) и 940 лет назад (протока Старица). Трансгрессивно-регрессивное развитие дельты р. Пясины проиллюстрировано на рис. 4.18.

В настоящее время в дельте р. Пясины пойма 3 и первая терраса не затопляются, происходит размыв их берегов. Во внешней дельте, наряду с размывом берегов высокой поймы и расширением проток между островами, происходит интенсивное наращивание субаквальной дельты за счет переотложения наносов, образующихся в результате размыва островов, и наносов, поступающих со стоком реки и вдольбереговыми течениями. Сочетание разнонаправленных процессов во внешней дельте (интенсивное накопление подводной дельты и размыв древних островов) может свидетельствовать о повышении уровня в Пясинском заливе, что позволяет свободно развиваться процессам абразии и эрозии, несмотря на тенденции к росту отмелей между островами.

4.3.3. Дельта р. Нижней Таймыры

Дельта р. Нижней Таймыры простирается на 75 км по главному руслу от первого узла разветвления до окончания Таймырской губы. Здесь между мысами Остен-Сакена и Медвежий Яр формируется современный бар реки. Площадь дельты составляет 860 км². Ее строение аналогично строению дельты р. Пясины. Имея субмеридиональное направление стока перед первым разветвлением дельты, русло реки отклоняется к востоку и, описывая дугу против часовой стрелки, впадает в Таймырскую губу, открытую на северо-запад. Выпуклости обращенных на восток устьевых участков рек Пясины и Нижней Таймыры обусловлены особенностями геологического строения п-ова Таймыр, заключающимися в северо-восточном простирании складчатых структур, образующих цепи гор Бырранга и предгорных возвышенностей, прорезаемых отклоняющимися к востоку в своем движении к морю реками. Дельту р. Нижней Таймыры, как и дельту р. Пясины, можно разделить на три области (рис. 4.19).

Река Нижняя Таймыра впадает в узкую вытянутую Таймырскую губу, что значительно уменьшает влияние волнения на размыв берегов и перенос наносов. Это обстоятельство, в свою очередь, создает предпосылки для осаждения наносов в пределах губы, быстрого развития устьевого удлинения, формирования обширных

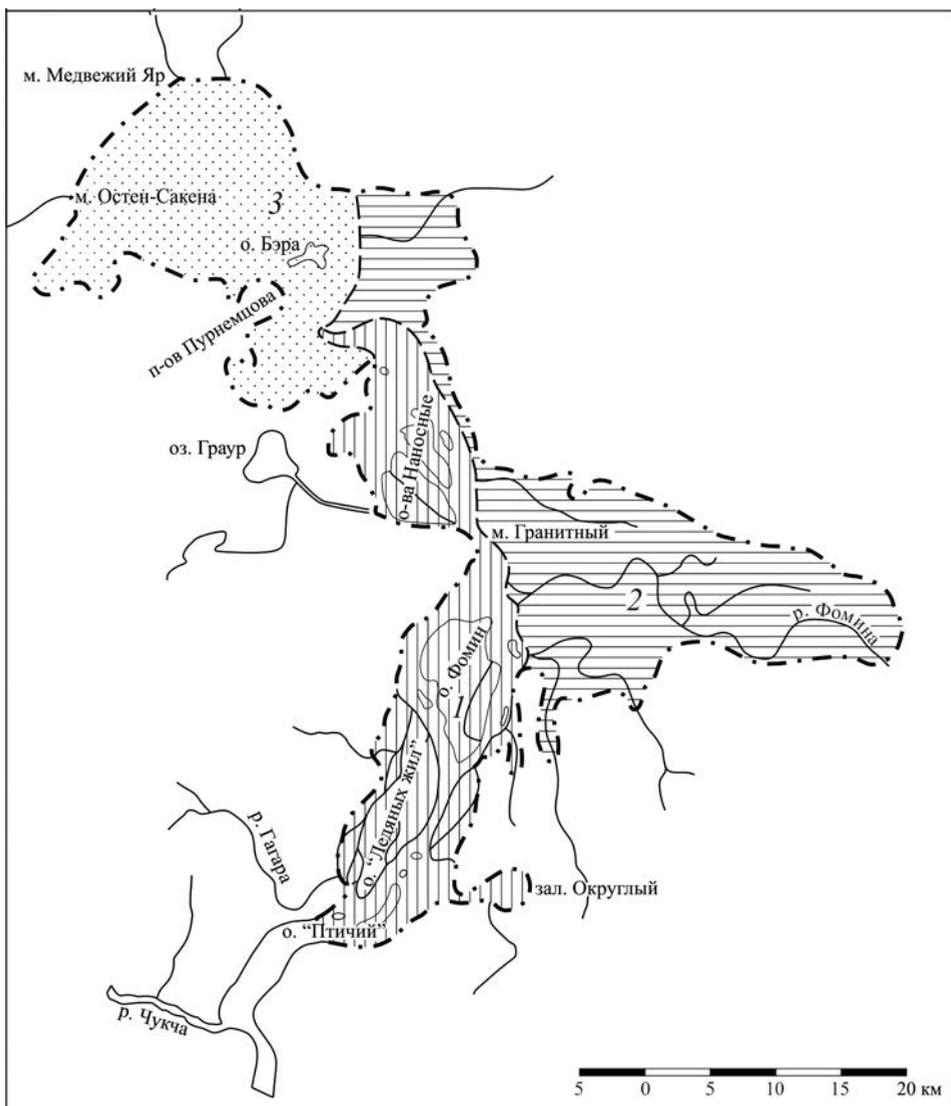


Рис. 4.19. Схема районирования дельты р. Нижней Таймыры (штрих-пунктирной кривой выделена дельта реки, штриховой — области дельты).

1 — внутренняя дельта, 2 — восточный пойменный массив в нижнем течении р. Фомина, 3 — внешняя дельта.

отмелей. На сильное обмеление проток указывал еще Н.Н. Урванцев (1931). Устье р. Нижней Таймыры в настоящее время развивается как типичная дельта выполнения эстуария.

По результатам дешифрирования космических и аэрофотоснимков, а также маршрута по реке в 1988 г. (Большаинов, 2025) построена геоморфологическая схема дельты р. Нижней Таймыры, на которой выделены следующие поверхности (рис. 4.20).

Осушка — низкая пойма, заливаемая полыми водами в области внутренней дельты и частично находящаяся под водой в результате колебаний уровня моря в

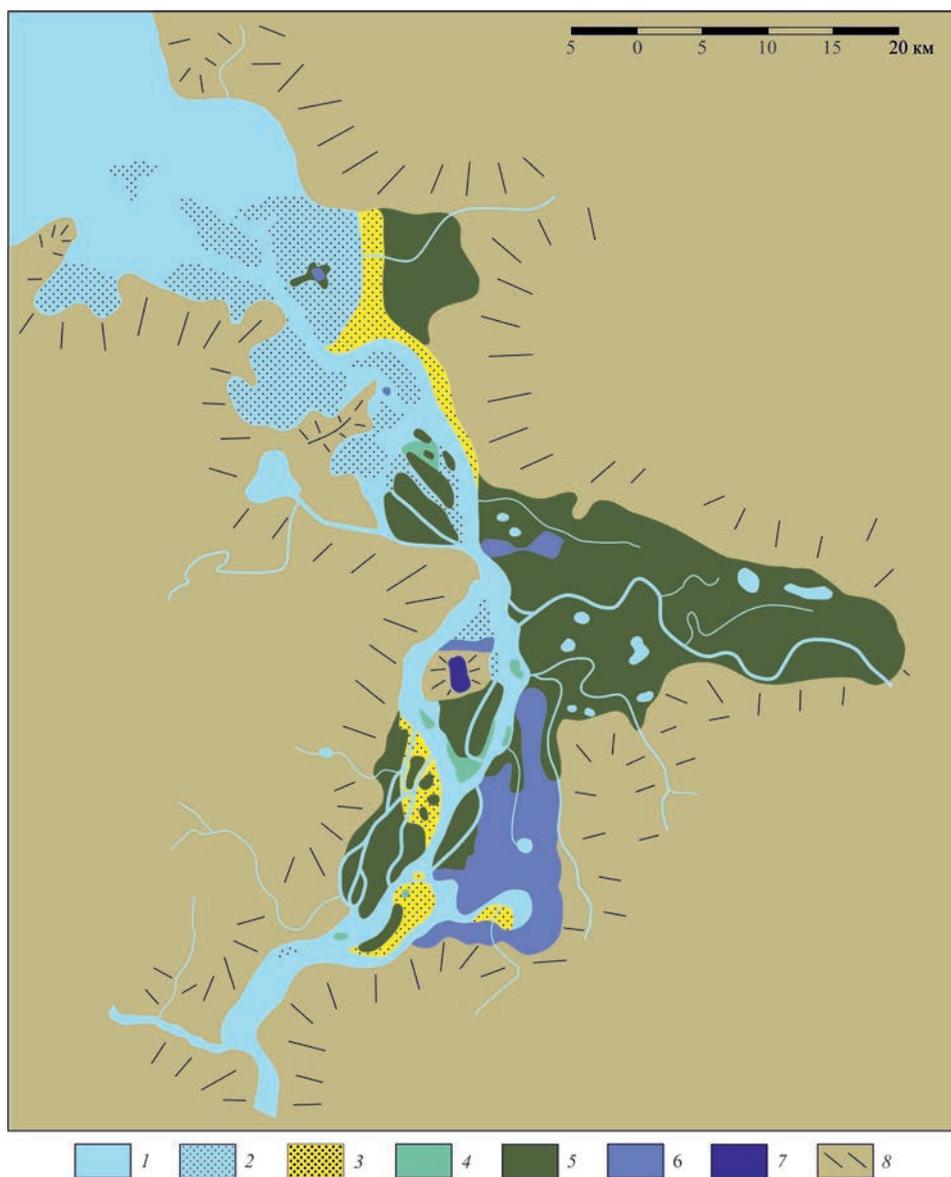


Рис. 4.20. Геоморфологическая схема дельты р. Нижней Таймыры.

1 — водные пространства; 2 — осушка в области внешней дельты; 3 — осушка — низкая пойма в областях восточного пойменного массива и внутренней дельты; 4 — высокая пойма; 5 — первая надпойменная терраса; 6 — морская терраса высотой 15—18 м; 7 — останец морской террасы высотой 100 м; 8 — склоны.

Таймырской губе, где она развита очень широко. Ее высота достигает 1,5—2 м во внутренней дельте, понижаясь к северу и переходя в подводное состояние.

Высокая пойма высотой до 2 м представляет собой только что вышедшие из-под воды участки дна долины, на которых развивается растительность, но которые еще не подвержены полигонообразованию в результате действия мерзлотных процессов.

Первая терраса высотой от 3 м в области внешней дельты до 5 м во внутренней дельте характеризуется интенсивным развитием полигональных грунтов. Характерной чертой этой поверхности является очень молодой облик термоэрозионных котловин, занятых озерами. Формирующиеся озера имеют сложный угловатый облик в плане, соответствующий структуре полигональной сети. Это показательные черты относительной молодости террасы. Первая терраса восточного пойменного массива в устье р. Фомина имеет высотные отметки 3—5 м, но несколько отличается по своему облику от других частей дельты. Здесь выработаны в основном округлые впадины термокарстовых озер, свидетельствующие о более зрелом возрасте поверхности террасы. Более высокие террасы в дельте сложены морскими отложениями, эродированы рекой и абрадируются морем в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене.

Морская терраса высотой 15—18 м наиболее развита севернее залива Округлого и в основании сложена доплейстоценовыми морскими отложениями, что определено по составу микрофауны в осадках (Большаинов, 2025). Верхи этой террасы сложены позднеплейстоценовыми морскими отложениями. Останец морской террасы в восточной части о. Бэра сложен каргинскими морскими отложениями (Большаинов, 2025). Такой же облик характерен для останцов морской террасы, расположенных в северной части восточного сплоченного массива первой террасы в дельте р. Фомина. Морские отложения прислонены к северной части о. Фомин, и ими слагается терраса высотой 15—18 м. Датировка морских отложений, выполненная методом электронно-парамагнитной резонансной спектроскопии (ЭПР), показала возраст 85 тыс. лет в уступе размыва южного берега п-ова Пурнемцова. В основании останцов террас и островов внешней части дельты залегают доплейстоценовые сланцы, а центральная возвышенность о. Фомин сложена, по-видимому, меловыми галечниками и песками (Большаинов, 2025).

Морская терраса выработана не только в четвертичных отложениях. На мысе Гранитном она сложена зеленокаменными гранитоидами. Как видно из приведенных датировок, море сформировало отложения разного возраста, но слагающие морскую террасу высотой 15—18 м как аккумулятивную, так и абразионную, что означает неоднократные колебания уровня моря в плейстоцене и ранее.

Что касается датирования голоценовых осадков, слагающих дельту реки, то многочисленные радиоуглеродные датировки слоёнок имеют следующие значения. Первая терраса острова под условным названием Птичий (вершина дельты) в уступе размыва высотой 2,5—2,7 м слагается осадками с радиоуглеродным возрастом 290 ± 60 лет (ЛУ-2266), а на глубине 1,5 м — возрастом 1840 ± 70 лет (ЛУ-2204). Слоёнка с глубины 1,4 м из первой террасы острова под условным названием остров Ледяных жил имеет радиоуглеродный возраст 1380 ± 70 лет (ЛУ-2206). Осадки первой террасы рек Фомина и Нижней Таймыры на расстоянии 1—1,2 км к югу от мыса Гранитного (изба рыбаков) с глубины 1 м имеют радиоуглеродный возраст 2250 ± 60 лет (ЛУ-2270). В оголовье второго с востока острова из островов Наносных слоёнка из первой террасы с глубины 0,55 м имеет радиоуглеродный возраст 1910 ± 100 лет (ЛУ-2209).

В связи с немногочисленностью датировок отложений можно лишь приблизительно представить схему колебаний уровня моря в районе дельты р. Нижней Таймыры исходя из модели, построенной для дельты р. Пясины. Ключевым признаком повышенного стояния уровня воды являются датированные слоёнки, слагающие острова дельты. Они откладывались около 290, 1400 и 2300—1800 лет назад, что означает повышенный уровень моря в эти периоды времени по сравнению с современным (см. рис. 4.30).

4.3.4. Дельта р. Оби

Дельта р. Оби (рис. 4.21) представляет собой массив островов, сосредоточенный, главным образом, в северной половине широтного отрезка долины и разделенный серией рукавов и притоков. В дельте насчитывается свыше 70 низких островов площадью от 0,6 до 169 км². Высокая пойма (2—5 м) имеет радиоуглеродный возраст 2600—800 лет. Все остальные поверхности пойм формировались начиная с 600 лет назад до настоящего времени (Макеев и др., 1988).

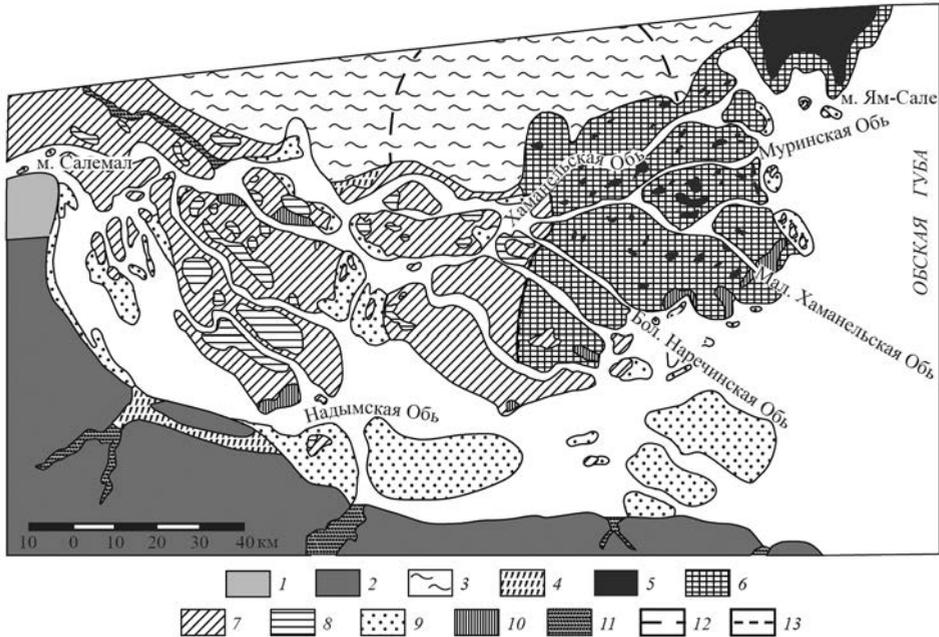


Рис. 4.21. Геоморфологическая карта дельты р. Оби (Макеев и др. 1988; Большинов, Макаров, 2022).

1 — высокие террасы р. Оби, эродированные тальми водами пассивного ледника сартанского возраста (Большинов, 2006); 2 — лагунно-морские террасы докаргинского возраста на высоте 50—60 м; 3 — лагунно-морская терраса высотой 12—25 м каргинского возраста; 4 — первая надпойменная терраса (5—7 м), возраст 4500—8000 лет; 5 — высокая пойма (2—5 м), заливается только при катастрофических нагонах, возраст 800—2600 лет; 6 — низкая пойма (0,5—2 м), возраст 300 лет — современный; 7 — низкая пойма (0,3—2,0 м), возраст 300 лет — современный; 8 — высокая пойма (2,0—4,0 м), возраст 600 лет — современный; 9 — современные плоские отмели с грядовым микрорельефом, обнажающиеся в меженьный период; 10 — низкая пойма, затапливаемая в результате подъема уровня; 11 — нетеррасированные долины притоков; 12 — граница структуры центрального типа; 13 — предполагаемые границы.

Молодость поверхностей и их малая высота свидетельствуют о значительной скорости миграции дельты вдоль эстуария Обской губы даже при небольших колебаниях уровня моря. О колебательных движениях уровня приемного водоема свидетельствует наличие самой высокой поверхности древней поймы в восточной части дельты. Там эстуарно-дельтовое осадконакопление происходило 1500—900 лет назад при высоком стоянии уровня моря и полностью прекратилось около 800 лет назад в результате его понижения. Наличие более древних останков одновысотных поверхностей в мористых частях дельт — очень показательный фактор, доказыва-

ющий не простое длительное наращивание дельт в направлении от первого узла разветвления в сторону моря, а обратные соотношения роста дельт, вызванные колебательным характером вертикальных движений базиса эрозии (Макеев, 1988).

В пределах дельты р. Оби довольно четко различаются две подобласти, находящиеся на разных стадиях развития: южная, где в настоящее время формируется дельта выполнения, и северная, где этот процесс в целом уже завершен и наблюдается сосредоточение стока по крупным рукавам при их развивающемся устьевом удлинении.

Наиболее древний из этапов образования современной дельты р. Оби зафиксирован по отложениям с возрастом 4—5 тыс. лет. Возраст отложений, слагающих первую лагунно-морскую террасу высотой 6—9 м, установлен по двум разрезам, исследованным в районе мыса Ям-Сале и в бухте Находка, расположенной в 25 км северо-восточнее мыса. Древесный плавник с глубины 1 м ниже бровки террасы у мыса Ям-Сале показал возраст 4420 ± 40 лет. (ЛУ-1136), слоёнка с глубины 1,1 м в бухте Находка имеет радиоуглеродный возраст 4750 ± 40 лет (ЛУ-1390) (Макеев, 1988). Эти датировки дают основание предположить повышенный уровень Обской губы 4—5 тыс. лет назад.

Следующая датировка 2600 ± 150 лет назад (ЛУ-1384), полученная из намывного торфа (слоёнки) и плавника древесины, залегающего в основании видимой части разреза высокой лайды (почти современный урез воды в губе) в районе бухты Находка, показывает уровень воды в то время, равный современному. Что происходило между 4—5 и 2,5 тыс. лет назад, неизвестно. Однако логично предположить падение уровня Обской губы. Косвенно на это указывают данные о том, что дельта Оби располагалась, скорее всего, в северной половине Обской губы к северу от мыса Каменного (пос. Яптиксале). Здесь, на глубине 8—10 м, сотрудником МГУ В. Н. Новиковым (устное сообщение) обнаружены хорошо выраженные в рельефе дна следы целой системы эрозионных долин, несомненно, принадлежащих древней дельте (Макеев, 1988). Падение уровня и смещение вследствие этого дельты к северу в Обскую губу происходили около 3 тыс. лет назад, после чего уровень начал подниматься и достиг современных отметок примерно 2,6 тыс. лет назад.

Что происходило около 2 тыс. лет назад по датировкам, полученным из отложений дельты р. Оби, осталось невыясненным. Однако, судя по другим устьевым областям и морским террасам этого возраста (Большаянов и др., 2013), а также по проникновению в это время морских вод в озеро Изменчивое на архипелаге Северная Земля, озеро Севастьян-Кюеле в районе дельты р. Лены (Палеоклимат полярных областей..., 2019), озеро Таймыр на одноименном полуострове (Большаянов, 2025), уровень в арктических морях также был выше современного на несколько метров.

Датировки 1430 ± 60 лет назад (ЛУ-1018) и 920 ± 120 лет назад (ЛУ-1018), полученные по слоёнке с глубины соответственно 1,0—0,9 и 0,3—0,4 м от поверхности древней поймы в районе мыса Ям-Сале (высота 4 м над урезом), свидетельствуют о подъеме уровня в период 1400 и 900 лет назад. В максимальную фазу ингрессии (900—800 лет назад), когда уровень был на 2—3 м выше современного, процесс дельтообразования происходил примерно на 30—50 км выше современной дельты, а на ее месте, судя по литологическому составу отложений древней поймы и данным диатомового анализа, располагался мелководный эстуарий с характерным типом осадконакопления слоёнки (Макеев, 1988). По-видимому, этот подъем уровня моря был отделен от предшествовавшего повышения около 2 тыс. лет назад регрессией.

Следующий этап развития дельты характеризуется активной эрозионной деятельностью реки. Этот этап приходился на интервал времени от XI—XII до

XVI века и совпадал по времени с позднесубатлантической регрессией Мирового океана, в минимальную стадию которой уровень опускался до отметок 3 м ниже современных. Только быстрым падением уровня моря, сопровождающимся усилением эрозионной активности реки, можно объяснить отсутствие в дельте осадков этого возраста и ограниченное распространение в видимой части разреза отложений предшествующего этапа седиментации.

Вследствие понижения базиса эрозии сравнительно ровная поверхность бывшего дна эстуария подверглась эрозионному расчленению, и на ней стали формироваться магистральные русла. Анализ линеаментов в пределах современной дельты показал, что сосредоточение стока чаще всего шло по линиям разрывных тектонических нарушений, приуроченных ко дну долины, а также по руслам погребенной древней эрозионной сети. Именно к этому времени, вероятнее всего, следует относить разделение в дельте главного русла на два основных рукава (Хаманельская Обь, Надымская Обь) и заложение в пределах массива древней поймы основных магистральных протоков (Муринская Обь, Малая Хаманельская Обь, Большая Наречинская Обь).

Завершающим этапом истории развития дельты является формирование ее современного облика, который, как и на предыдущих этапах, оказался тесно связанным с колебанием уровня воды в Обской губе и начался в XVI веке одновременно с новым эвстатическим поднятием уровня океана. Доказательствами этого поднятия в дельте служат подтопленные речные долины правого берега Надымской Оби и дельтовые пойменные формы (соры, русла) на приустьевом взморье. Ингрессия происходит и в настоящее время, что ведет к увеличению абразии пойменных берегов на морском крае дельты. К северу от дельты тенденция изменения уровня другая. Как показывают данные наблюдений за уровнем на водопостах станций Антипаюта, Се-Яха, Тадибяха, уровень воды в Обской губе падает в течение последних 60 лет (Ашик и др., 2010) (см. главу 3).

Надымская Обь, фактически представляющая собой проточный залив Обской губы, существовала, вероятно, на протяжении всего последнего подэтапа развития, а заложена она была еще раньше. Во всяком случае, на карте Дмитрия Овцына 1737 г. она уже показана. На этой карте изображено и главное подводное русло Надымской Оби, плановое расположение которого мало отличается от современного, что указывает на его стабильность, обусловленную, вероятно, ограничивающим фактором — вечной мерзлотой.

Таким образом, долина р. Оби на устьевом участке длительное время развивалась унаследовано асимметрично, вследствие чего на левобережье сформировался комплекс надпойменной террасы и островной массив дельты, возраст которых по мере понижения их высоты закономерно уменьшается от 5 тыс. лет до современных значений. Следует отметить, что наиболее древние голоценовые поверхности дельты приурочены к восточной (мористой) части дельты, что доказывает развитие дельты на каждом трансгрессивно-регрессивном этапе снизу вверх, то есть при повышении уровня моря, после чего накопленные осадки при высоком уровне базиса эрозии размываются в фазе регрессии.

4.3.5. Дельта р. Хатанги

Дельта р. Хатанги, к которой более подходит термин «эстуарий», представляет собой долину шириной от 7,5 до 15 км между бровками. Геоморфологическими границами устья р. Хатанги являются субаквальный морской край устьевого бара и вершина эстуария в месте слияния рек Хеты и Котуя. Длина дельты р. Хатанги

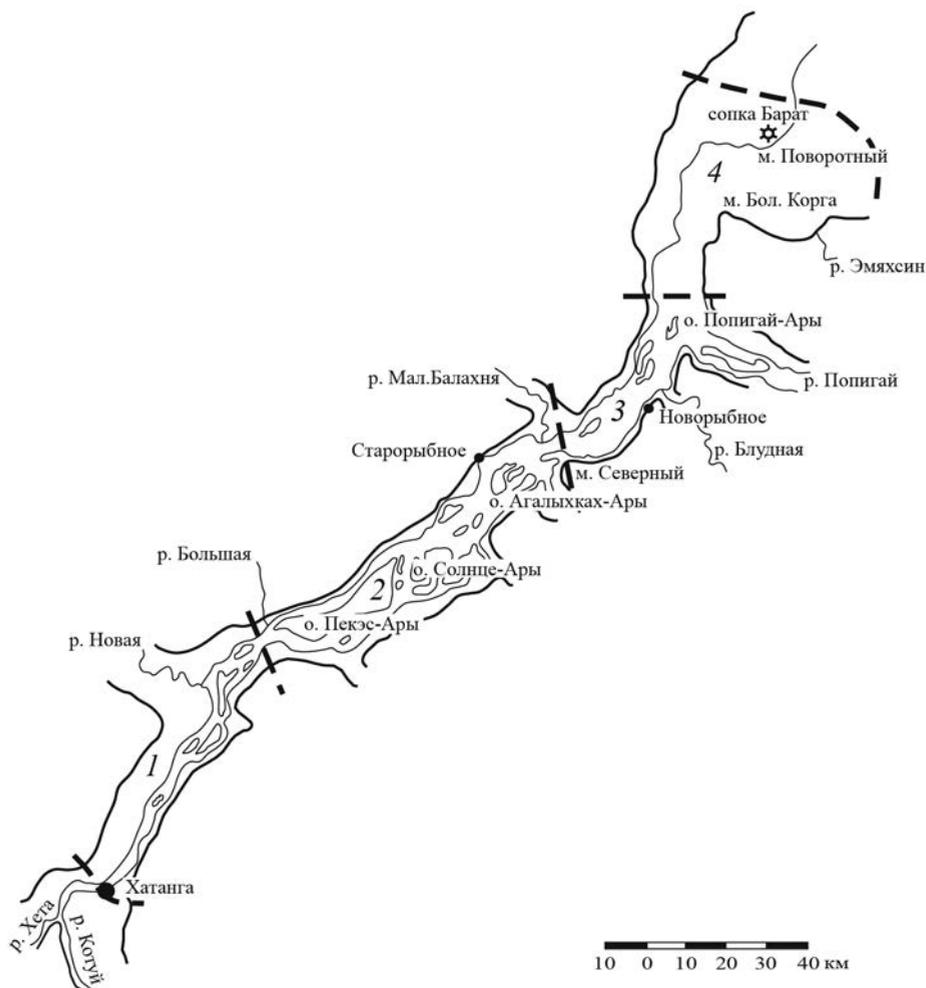


Рис. 4.22. Районирование эстуария р. Хатанги (Большиянов, Макаров, 2022).

1—4 — участки дельты р. Хатанги (см. текст).

с баром составляет 240 км. По геоморфологическим признакам в эстуарии Хатанги выделяются сверху вниз четыре участка (рис. 4.22): 1 — от слияния рек Котуя и Хеты до устьев рек Новой и Большой — участок сплошного пойменного массива, занимающего левую часть дна долины; 2 — от устья р. Большой до устья р. Малой Балахны — участок многочисленных пойменных островов; 3 — от устья р. Малой Балахны до о. Последнего в районе устья р. Попигай — участок малых пойменных островов; 4 — от о. Последнего до субаквального морского края Хатангского бара — безостровной участок.

Собственно эстуарий, или устьевой участок р. Хатанги — два последних участка долины; верхние участки развиваются в режиме реки, но в недавнем прошлом при ином положении уровня приемного водоема, принадлежали эстуарию (Большиянов и др., 2007). В рассматриваемой части долины р. Хатанги почти нет

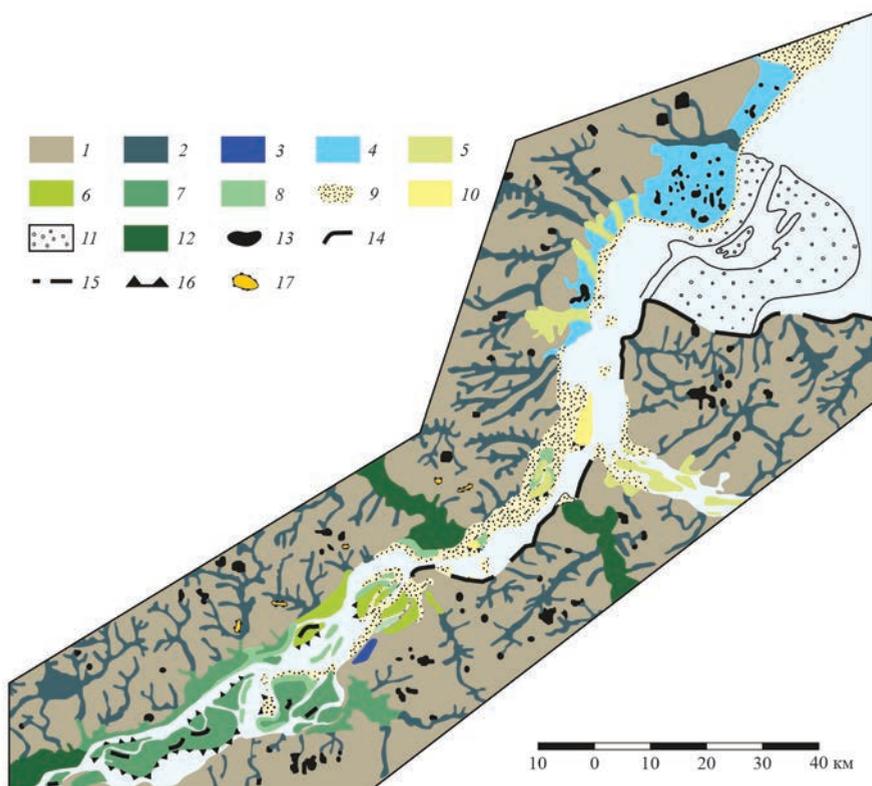


Рис. 4.23. Геоморфологическая карта дельты р. Хатанги (Большиянов, Макаров, 2022).

1 — склоны; 2 — нетеррасированные долины; 3 — абразионно-морская терраса высотой 15 м; 4 — аллювиально-морская позднеголоценовая (3—4 тыс. лет) терраса высотой 8—10 м; 5 — пойма высотой 3,5 м, возрастом от 3,5 тыс. лет; 6 — пойма высотой 4 м, возрастом от 2,5 тыс. лет; 7 — пойма высотой 6 м, возрастом от 1,45 тыс. лет; 8 — низкая пойма высотой 1—1,5 м, возрастом от 0,6 тыс. лет; 9 — отмели; 10 — отмели, обнажающиеся в межень; 11 — баровая отмель; 12 — пойма крупных притоков р. Хатанги высотой 4—5 м, возрастом от 7 тыс. лет; 13 — особо выдающиеся термокарстовые котловины; 14 — береговой вал; 15 — эрозивно-абразионный уступ; 16 — термоэрозийный уступ; 17 — эрозийный останец.

высоких террас. Лишь на двух нижних участках эстуария, на правом склоне долины выделяются аллювиально-морские террасы шириной до 1—2 км и высотой около 15 м (рис. 4.23).

Эрозивно-абразионные уступы и наклонные узкие площадки террас высотой 12—17 м имеют место на нескольких участках, например на левом склоне долины у бывшего пос. Старорыбного и на правом склоне в устье р. Попига́й (см. рис. 4.22, 4.23). Устьевые острова сложены песчано-алевритовым материалом со значительным количеством неразложившегося аллохтонного растительного детрита. Для понимания сути происходящих в дельте явлений необходимо показать строение толщи осадков, слагающих в различных частях эстуария острова Солнце-Ары, Агалыктах-Ары, Попига́й-Ары и сопку Барат (см. рис. 4.22).

Остров Солнце-Ары располагается на втором выделенном участке дельты (см. рис. 4.22). В уступе размыва западного берега острова высотой 3,5 м в обнажении № 663 вскрываются сверху вниз следующие отложения (рис. 4.24):

0—0,6 м — серый песчаный алеврит с редкими слоями растительного детрита и ожелезнением слоев, определяющимся по ржавому цвету породы;

0,6—1,5 м — «слоеный пирог» (далее — слоёнка), состоящий из прослоев растительного детрита и серого алеврита толщиной по несколько сантиметров с преобладанием растительного детрита;

1,5—2,0 м — то же, но с преобладанием алеврита;

2,0—2,8 м — сплошной растительный детрит с малым количеством минеральной части, слоистость четкая горизонтальная;

2,8—3,1 м — серый с сизоватым оттенком песок с растительными остатками.

Из стенки обнажения № 663 отобрано семь образцов, анализ которых позволил Д.П. Пономаревой составить спорово-пыльцевую диаграмму (см. рис. 4.24).

Два образца растительного детрита датированы. Радиоуглеродный возраст органики с глубины 0,7 м составил 640 ± 60 лет (ЛУ-2386), с глубины 2,5 м — 1340 ± 50 лет (ЛУ-2385). Первый спорово-пыльцевой комплекс (СПК) представлен образцом 7 из аллювиальных песков, который содержит лишь единичные пыльцевые зерна. Второй СПК представлен образцами 5 и 6. В нем пыльца древесных растений составляет 42—45 % всей пыльцы. Среди деревьев преобладают мелколиственные породы. У травянистых растений доминируют осоки (до 80 %). Третий СПК представлен образцами 3 и 4, в которых древесные породы составляют 30—40 %, осоки достигают максимума (до 88 % среди трав) и совершенно исчезает пыльца полевой. Четвертый СПК образца 2 характеризуется максимумом древесных пород (до 60 %), но минимумом содержания пыльцы лиственницы. К тому же пыльца осоковых находится на минимуме при возросшей доли злаков. Пятый СПК, представленный образцом 1, отличается возрастанием доли хвойных пород деревьев и лиственницы с уменьшением роли березы и новым возрастанием доли осоковых среди травянистых растений.

Остров Агалыктах-Ары расположен у левого берега реки близ заброшенного пос. Старорыбного (см. рис. 4.22). Блок берега здесь как ножом отрезан в результате откалывания участка берега по ледяной жиле во время половодья, в результате чего образовалось обнажение (№ 687) органо-минеральных отложений, слагающих остров. Сверху вниз здесь вскрываются следующие отложения (рис. 4.25):

0—0,2 м — дернина;

0,2—0,31 м — растительные остатки, в которых в верхней части есть немного минеральных частиц (алевроитовый песок) и много волокон стволов кустарников, а в нижней части осадок целиком сложен хорошо сохранившимися мхами бурого цвета;

0,31—0,48 м — пачка растительных остатков с алевритом, благодаря которому отложения имеют серый цвет;

0,48—0,52 м — чистый растительный материал, преимущественно мох буровато-рыжего цвета с включениями растительного детрита;

0,52—0,61 м — растительные остатки с алевритом серого цвета;

0,61—0,91 м — пачка переслаивания рыжих растительных остатков и тех же остатков с содержанием серого алеврита (пять слоев мха толщиной от 2 до 5 см и четыре слоя растительных остатков с алевритом толщиной по 2—3 см);

0,91—1,11 м — то же переслаивание двух серых прослоев по 5—7 см толщиной и двух рыжих прослоев по 3 см толщиной;

1,11—1,46 м — растительные остатки с алевритом, но мха все меньше сверху вниз, попадают ветки кустарников, на глубине 1,4 м прослой песка толщиной 1 см;

1,46—1,7 м — песчаный алеврит серый, льдистый, содержащий растительный детрит и обломки веток кустарников, в алеврите выработана ниша размыва глубиной до 0,5 м;

1,7—1,8 м — осыпь до уреза воды.

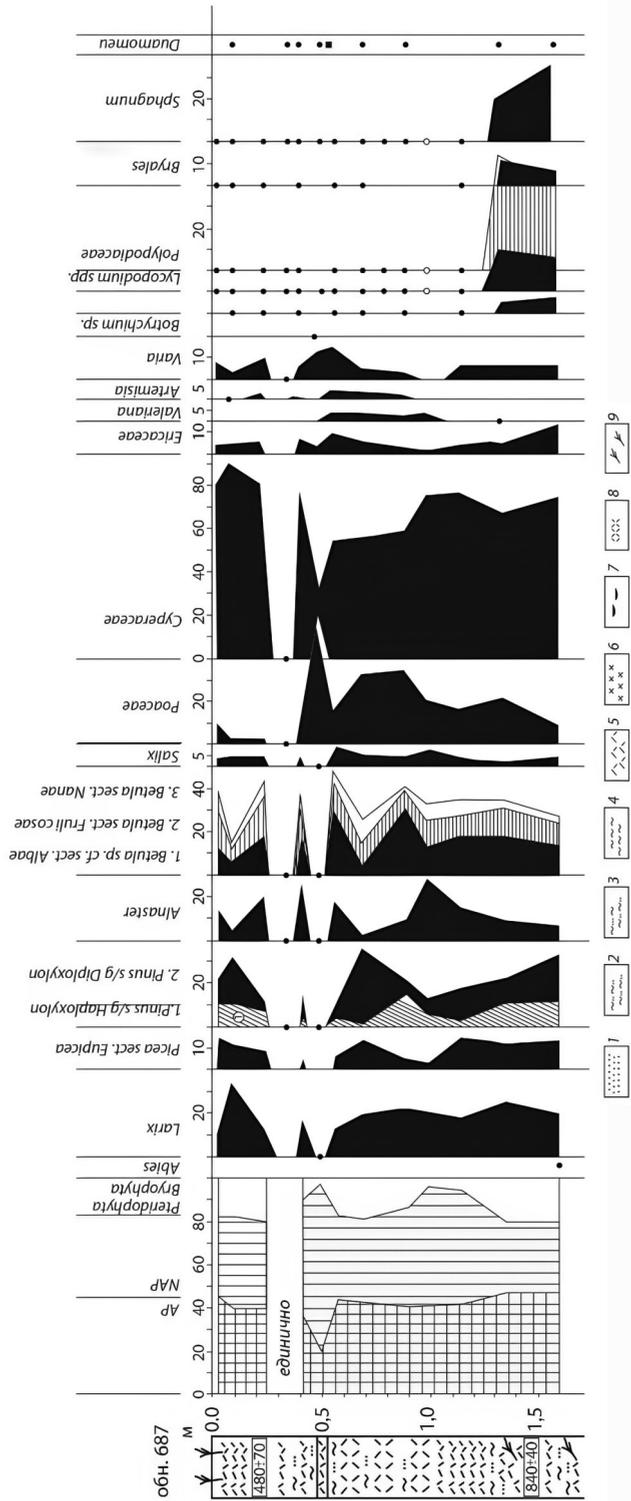


Рис. 4.25. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма обозначения № 687 о. Агалыктах-Ары (Большиннов, Макаров, 2022).
Условные обозначения см. рис. 4.24.

Из обнажения отобрано 16 образцов, по которым выполнены анализы: радиоуглеродный, спорово-пыльцевой и состава растительности. Радиоуглеродный возраст растительности с горизонта 0,20—0,23 м составил 480 ± 70 лет (ЛУ-2536), а с горизонта 1,42—1,45 м составил — 840 ± 40 лет (ЛУ-2598). Растительные остатки определены В.Н. Козловой — главным технологом Ленинградского государственного института по качеству торфа (Ленгипроторф).

По растительным остаткам определены следующие виды растений: на глубине 0,25—0,30 м *Eriophorum polystachyon* (40 %), *Andromeda polifolia* (25 %), *Mriglochium palustris* (15 %), *Drepanocladus vernicosus* (10 %), *Sphagnum august* (5 %), *Sphagnum magellan* (5 %); на глубине 1,11—1,46 м *Drepanocladus vernicosus* (15 %), *Hypnum pratense* (10 %), *Scorpidium* (30 %), *Drepanocladus licopodiades* (30 %), *Meesia* (5 %), *Calamagostria* (10 %).

Три обнажения органо-минеральных отложений, описанные и опробованные в близких местонахождениях на о. Агалыктах-Ары, показывают инверсии в значениях радиоуглеродных датировок:

Глубина, м.....	0,2	0,6	1,45	1,9	2,15	2,4
Возраст, число лет...	480	460	840	4480	1520	2510

На наш взгляд, это связано с реальной историей развития острова и формирования осадков. Накопившиеся в условиях повышенного стояния уровня водоема органо-минеральные отложения впоследствии, при падении уровня воды, были эродированы, и на их место снова откладывались более молодые осадки, которые размываются в настоящее время. Острова, таким образом, сложены одинаковыми толщами органо-минеральных осадков разного возраста. Периоды их накопления в условиях высокого стояния уровня Хатангского залива имели место 850—460, 2510—1520, 4500 лет назад; периоды пониженного стояния уровня водоема и размыва осадков приходятся на время между этими датами. Полученные радиоуглеродным методом датировки приблизительны, так как более древний размытый органический материал частично переоткадывался во вновь формировавшиеся осадки на следующем этапе накопления аллювиально-морских отложений эстуария р. Хатанги.

Остров Попигаи-Ары находится напротив устья р. Попигаи, впадающей справа в р. Хатангу (см. рис. 4.22). В уступе размыва его юго-восточного берега высотой 1,7 м (обнажение № 662) сверху вниз вскрываются следующие отложения (рис. 4.26):

- 0—0,25 м — песчано-алевритовый слой с обломками кустарников;
- 0,25—0,75 м — переслаивание растительного детрита и алевритов с преобладанием последних;
- 0,75—0,85 м — линзовидный прослой песка;
- 0,85—1,2 м — песчаный алеврит мерзлый с линзами растительного детрита и льда, текстура тонкошлировая.

Из отложений взяты образцы на спорово-пыльцевой и радиоуглеродный анализ. Радиоуглеродный возраст отложений с глубины 0,3 м составил 590 ± 80 лет (ЛУ-2382), с глубины 0,7 м — 3250 ± 70 лет (ЛУ-2383). Спорово-пыльцевой анализ (см. рис. 4.26), проведенный Д.П. Пономаревой, определил четыре СПК.

Первый СПК образца 4 характеризуется большим количеством древесных растений (55 %), среди которых доминируют лиственница (до 40 %), береза (32 %). Среди трав доминируют осоки и злаки. Второй СПК представлен образцом 3, и доля

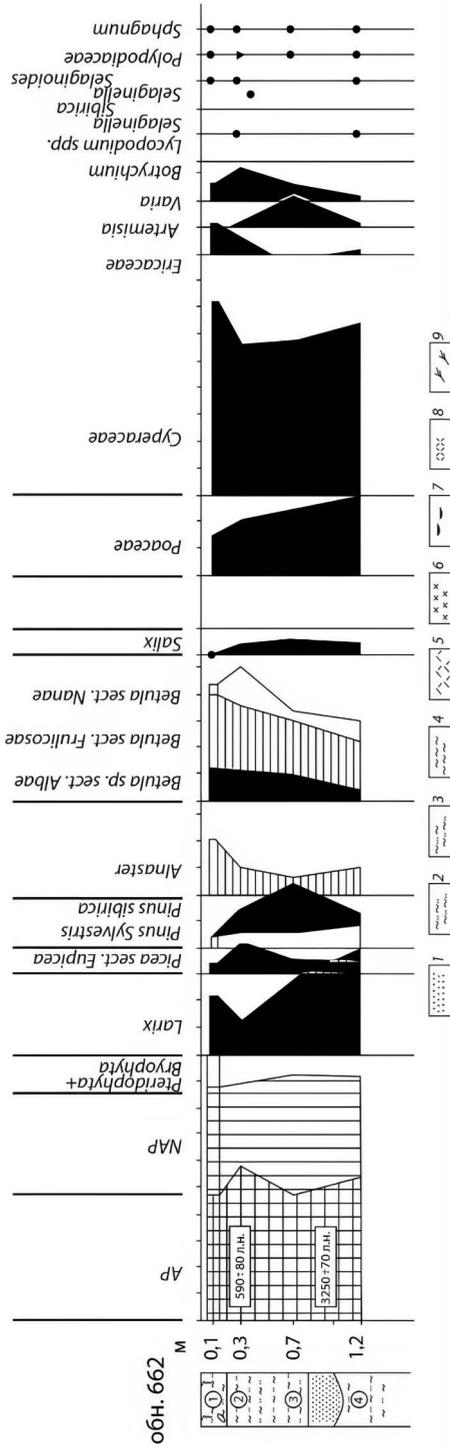


Рис. 4.26. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма обнажения № 662 острова Попигай-Ары (Большинюв, Макаров, 2022).
Условные обозначения см рис. 4.24.

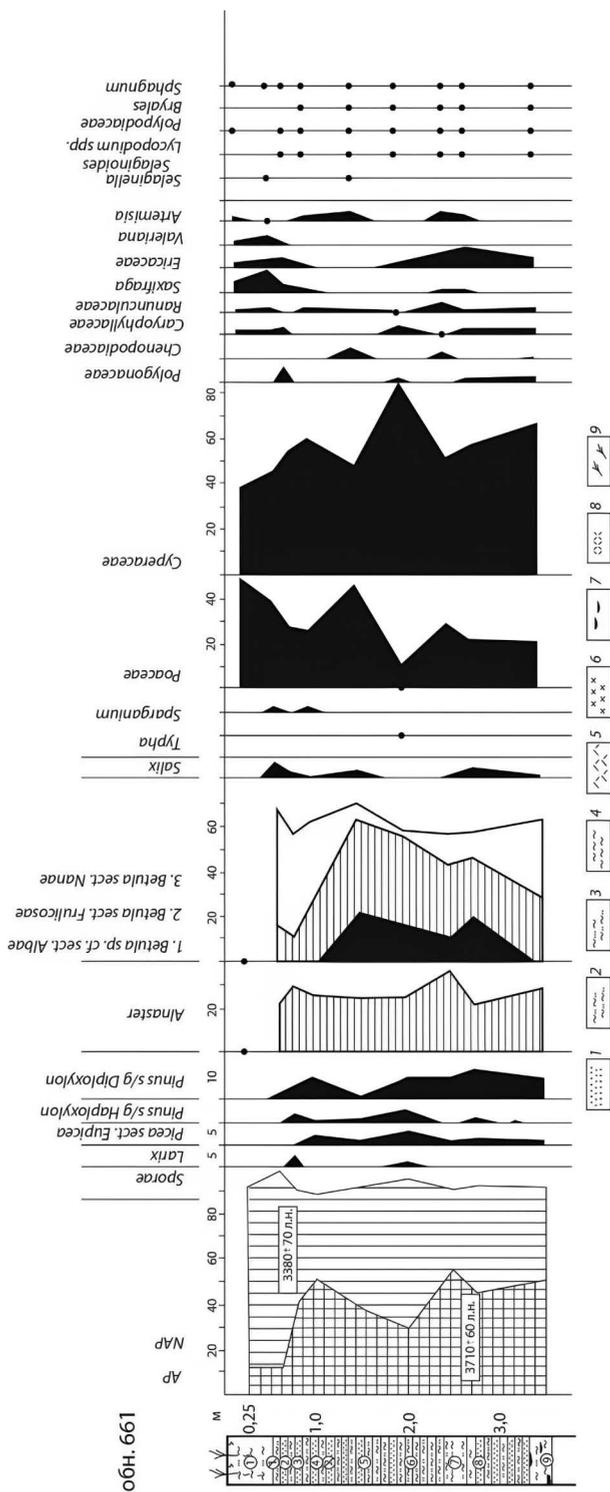


Рис. 4.27. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения № 661 сопки Барак (Большиннов, Макаров, 2022).
Условные обозначения см. рис. 4.24.

древесных пород в нем составляет 47 %, а доля лиственницы уменьшается; среди трав доминируют осоки и злаки. Третий СПК образца 2 характеризуется пиком пыльцы древесных растений (58 %) с уменьшением доли лиственницы и возрастанием доли берез и ольховника. Несмотря на высокую долю в СПК пыльцы древесных растений, минимум пыльцы лиственницы, вероятнее всего, связан с похолоданием и затоплением островов. Такое же соотношение наблюдалось в СПК 3 разреза о. Солнце-Ары. При этом и радиоуглеродный возраст этого события одинаков по обоим разрезам — до 590 лет. Четвертый СПК образца 1 после рубежа 590 лет характеризуется увеличением количества пыльцы лиственницы, снижением количества пыльцы ивы и новым доминированием осоковых среди травянистых растений.

Сопка Барат (обнажение № 661), расположенная на юго-западном побережье Хатангского залива (см. рис. 4.22), хорошо заметна среди плоского рельефа побережья залива, имеет относительную высоту 7 м (или 11,2 м над современным уровнем моря). Это булгуннях (бугор пучения), при воздымании и размыве которого обнажилось его внутреннее сложение аллювиально-морскими осадками. Сверху вниз в разрезе вскрываются следующие отложения (рис. 4.27):

0—0,5 м — дернина (алевритовый песок с корнями современных растений);

0,5—2,4 м — «слоеный пирог» из серого алеврита и прослоев растительного детрита толщиной до 2 см; часто на поверхности пласта слежавшегося растительного детрита, похожего на листы размокшего картона, наблюдаются слойки (толщиной до 2—3 см) чистого, кварцевого, среднезернистого, хорошо сортированного и окатанного песка;

2,4—2,6 м — сизовато-серый глинистый алеврит с небольшим количеством растительного детрита;

2,6—3,3 м — «слоеный пирог», аналогичный слою на глубинах 0,5—2,4 м;

3,3—3,6 м — горизонтально слоистые алевриты и песчаные алевриты сизовато-серого цвета с большим количеством льда в виде линз-шлиров и прослоев толщиной до 4 см; лед прозрачный, пузырчатый (пузырьки размером 1—5 мм ориентированы вертикально).

Нижняя часть обнажения высотой 1,5 м закрыта снежником, обрывающимся в озеро. Из обнажения взяты образцы, по которым Д.П. Пономаревой выполнен спорово-пыльцевой анализ (см. рис. 4.27). Растительный детрит из слоёнки с глубины разреза 0,8 м (10,2 м над уровнем моря) имеет радиоуглеродный возраст 3380 ± 70 лет (ЛУ-2378), с глубины 2,8 м (8,6 м над уровнем моря) — 3710 ± 90 лет (ЛУ-2380).

На спорово-пыльцевой диаграмме выделяется пять СПК, характеризующих изменения в составе растительности во время формирования осадков (снизу вверх). Первый комплекс представлен образцом 9, в котором доля пыльцы древесных и травянистых растений составляет по 45 %, а 10 % приходится на споры низших растений. Среди древесных пород преобладает береза, а среди травянистых — осоковые и злаки. Второй спк образцов 7 и 8 отмечен максимумом древесных пород (55 %) при господстве березы и увеличении доли ольховника. Радиоуглеродный возраст осадков составляет 3710 лет. Для третьего СПК образцов 5 и 6 характерно сокращение древесных пород до 28 % и господство осоковых среди трав. Среди древесных растений максимальное развитие получают кустарниковая береза. В четвертом СПК образцов 3 и 4 наблюдается второй пик древесных пород (до 50 %), появляется пыльца лиственницы, не выдерживающая дальнего переноса и свидетельствующая о продвижении границы леса по долине р. Хатанги к северу. Датировка этого события — 3380 лет

назад. Пятый СПК образцов 1 и 2 содержит только 10 % пылицы древесных растений; среди травянистых растений впервые преобладают злаки, осоковых становится меньше. Это явные признаки похолодания климата и уменьшения обводненности, что для эстуарных отложений означает понижение уровня воды в эстуарии, то есть в море.

Толща органо-минеральных осадков сформировала первую аллювиально-морскую террасу высотой 8—10 м, вскрытую в обнажении сопки Барат. Толща формировалась быстро во время повышенного стояния уровня моря. Два метра этих осадков в верхней пачке отложений накапливались в период 3800—3400 лет назад. В средней части долины эстуария сохранился лишь один останец этой террасы, где толщина пластов этого «слоеного пирога» составляет 1—1,5 м, и они слагают пойменные острова высотой до 6—7 м. В устье р. Котуй мощность органо-минеральных осадков вновь возрастает до 2—3 м. До тех пор пока эти осадки не были исследованы, они назывались торфами (Большаянов и др., 2013). В действительности это особый тип слоистого осадка (слоёнка), формирующегося при быстром осадконакоплении органо-минеральной массы в результате подпора со стороны моря в бассейне с замедленным течением (Большаянов и др., 2013; Макаров, Большаянов, 2017). Датирование кровли и подошвы пластов этих осадков, залегающих на русловых аллювиальных песках, позволило проследить ход трансгрессий и регрессий.

В атлантическое время голоцена уровень Хатангского залива был близок к современному, так как в разрезе поймы о. Попигай-Ары (см. рис. 4.26) практически на уровне воды во время межени вскрываются аллювиально-дельтовые осадки с аномально большим содержанием пылицы лиственницы, не выдерживающей длительно го переноса и принадлежащей, по-видимому, осадкам атлантического времени.

После атлантического времени голоцена уровень, по-видимому, вновь понижался на несколько метров, и в основании разрезов осадков островов Агалыктах-Ары, Солнце-Ары, а на о. Попигай-Ары на глубине 0,75—0,85 м вскрываются пески и супеси русловой фации аллювия, которые откладывались, перемывались и размывались. Это более низкое (по сравнению с современным) положение уровня моря, когда в долине р. Хатанги господствовал русловой режим, продолжалось в нижней части четвертого участка эстуария Хатанги в районе сопки Барат до 3,8 тыс. лет назад, на третьем участке в районе о. Попигай-Ары до 3,6 тыс. лет назад, на втором участке в районе о. Агалыктах-Ары до 2,5 тыс. лет назад, в районе о. Солнце-Ары до 1,5 тыс. лет назад. То, что такие радиоуглеродные датировки подошвы перекрывающих пески отложений закономерно уменьшаются вверх по реке, указывает на смену режима осадконакопления по длине эстуария.

Сопка Барат сложена переслаивающимися уплотненными пластами растительного детрита, сносившегося рекой в какой-либо термокарстовый водоем, образованный среди песков, слагающих 8—10-метровую аллювиально-морскую террасу. На о. Попигай-Ары откладывались эстуарные осадки, представленные переслаивающимися растительными остатками и супесчано-суглинистыми отложениями. Выше по долине господствовали иные условия. Здесь начали развиваться обширные бассейны с застойным режимом, в которых происходило накопление слоёнки. Минимальная мощность слоенки в районе о. Агалыктах-Ары составляет 1,0—1,5 м, а максимальная зарегистрирована в устье р. Котуй — до 3—4 м. Застойные водоемы с переоткладывавшимися в осадки осоками, как показали спорово-пыльцевые и ботанические исследования слоёнки, занимали значительные площади на дне долины р. Хатанги. Содержание алевритовых частиц в разрезе слоёнки о. Агалыктах-Ары

свидетельствует о начальном периоде 2500—2000 лет назад, когда бассейн был проточным и в нем откладывались растительные остатки и алевроиты, тогда как моховая растительность была угнетена. Позже бассейн становится застойным, и вне его периодически проникают полые воды. На фоне сезонных повышений уровня водоема в разрезе запечатлены слоёнки с минеральными частицами, накапливавшиеся за более продолжительные отрезки времени от 75 до 125 лет, когда влияние внешних по отношению к водоему факторов было более значительным. Зарегистрировано восемь таких периодов за период 2000—500 лет назад.

Еще короче был период существования застойного бассейна выше по долине в районе о. Солнце-Ары (второй участок) — всего 700 лет. Скорость осадконакопления в период существования застойных условий была следующей: 6 мм/год растительного детрита и песчаных прослоев в период 3800—3300 лет назад в районе сопки Барат; 0,15 мм/год эстуарных осадков в период 3600—260 лет назад в районе о. Попигай-Ары; 0,29 мм/год слоёнки в районе о. Агалыктах-Ары в период 2500—400 лет назад; 2,6 мм/год слоёнки в районе о. Солнце-Ары в период 1500—650 лет назад. Во время существования подпорных застойных бассейнов в эстуарии климат менялся, о чем свидетельствуют споро-пыльцевые исследования. Однако преобладание в СПК растений семейства осоковых говорит о неизменно влажных условиях подтопления.

Падение уровня моря сказалось прежде всего на верхних участках эстуария. Кровля слоёнки на о. Солнце-Ары имеет возраст 600 лет, на о. Агалыктах-Ары — 480 лет, кровля эстуарных осадков на о. Агалыктах-Ары имеет возраст 260 лет. Падение уровня водоема происходило быстрее, чем его подъем, но за это время успели оформиться значительные различия в строении островов. На островах первого и второго участков эстуария Хатанги хорошо развиты мерзлотные полигоны и жильные льды, в то время как на о. Попигай-Ары (третий участок) полигонообразование находится на начальном этапе. Тем не менее необходимо помнить, что острова Попигай-Ары во время повышения уровня приемного водоема не было, а накопление слоёнки в районе островов Агалыктах-Ары и Солнце-Ары сопровождалось сингенетическим промерзанием осадков и формированием криогенных текстур. За время падения уровня моря произошло врезание русел, разрушение поймы и образование мелких островов.

Таким образом, разновозрастность поверхности поймы объясняется различным временем выхода ее поверхности из-под воды в результате снижения уровня приемного водоема; разный возраст основания видимого разреза осадков, слагающих пойму, объясняется различным временем затопления эстуария при повышении уровня моря. Из этого следует, что колебания уровня приемного водоема имеют решающее значение для развития и строения эстуария.

Аллювиально-морская терраса высотой 3—4 м, состоящая из бревен плавника и песка и расположенная на южном берегу Хатангского залива, имеет возраст около 900 лет (датировки по древесине) (Большаянов, Макаров, 2022). Она является единственным пока показателем величины подъема уровня моря в то время. По нашим представлениям, тогда уровень поднимался не менее чем на 2,5—3,0 м.

4.3.6. Дельта реки Лены

Вышеописанные закономерности строения дельт арктического побережья России наиболее ярко запечатлены в террасах дельты р. Лены (Большаянов и др., 2013; Коротаяев и др., 1990) (рис. 4.28, 4.29).

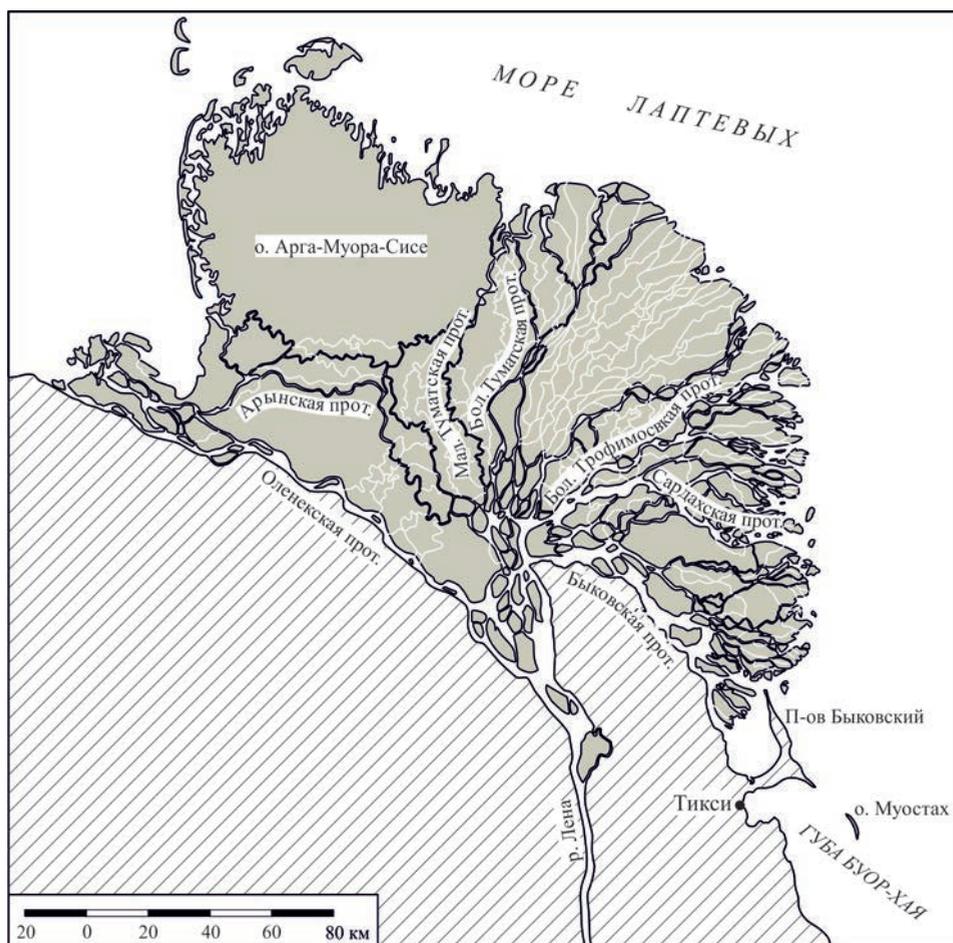


Рис. 4.28. Схема дельты р. Лены.

Первая терраса высотой от 10—12 м в вершине дельты сложена в основном слоёнкой и понижается к морю до 0,5—1,0 м. Однако она не является единым геологическим целым, так как сложена на разных участках отложениями различного возраста. Более древние ядра облекаются молодыми прислоненными толщами, которые образовывались на нескольких этапах заполнения эстуариев дельты осадками при повышенном стоянии уровня моря. Несмотря на обманчивость облика единой лопасти, дельта — не единый конус выдвигения. Она объединила в себе отдельные эстуарии после разрушения перемычек между ними. В.Н. Коротаяев также предполагал, что отдельные протоки дельты развивались по типу заполняющихся эстуариев (Коротаяев, 1984).

В соответствии с результатами многолетних геоморфологических и палеогеографических исследований (Большаянов и др., 2013, 2019) наиболее древние отложения дельты возрастом около 8,5 тыс. лет залегают в первой террасе в северо-западной части дельты, южнее о. Арга-Муора-Сисе (см. рис. 4.29), который не представляет дельту, а сложен морскими отложениями, поднятыми, очевидно, в результате тектонических движений до высоты 30 м над современным уровнем

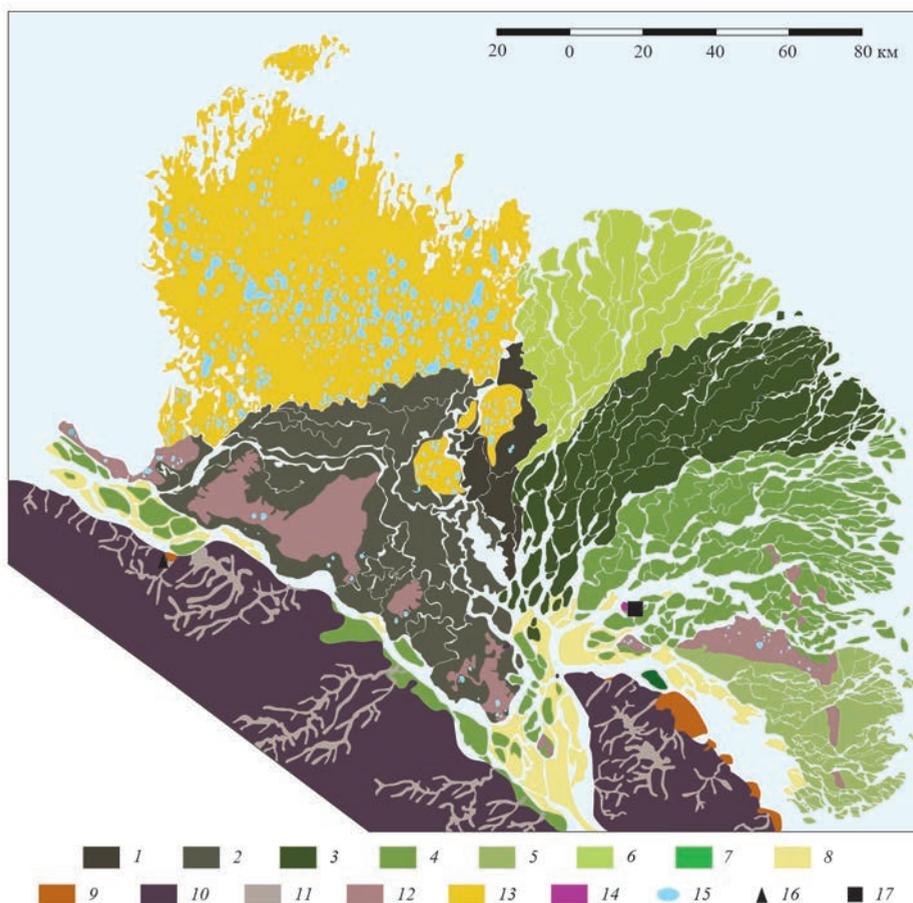


Рис. 4.29. Геоморфологическая карта дельты р. Лены (Большаинов и др., 2013).

Аккумулятивный рельеф: 1) возраст аллювиально-морской террасы 8 тыс. лет, 2) 4—6 тыс. лет, 3) 3 тыс. лет, 4) 2,5—3 тыс. лет, 5) 0,8—1,5 тыс. лет, 6) 0,5—1,2 тыс. лет, 7) терраса о. Чай-Ары высотой 12 м, сложенная грубообломочным русловым аллювием; 8) пойменная песчаная терраса высотой до 7 м возрастом моложе 200 лет, 9) конусы выноса отложений талых ледниковых вод возрастом 200—500 лет.

Денудационный рельеф: 10) структурно-денудационный рельеф низкогорий, сложенных дочетвертичными породами; 11) нетеррасированные долины; 12) термоденудационная останцовая поверхность высотой до 50 м, сложенная породами ледового комплекса; 13) останец аллювиально-морской террасы о. Арга-Муора-Сисе; 14) эрозионно-абразионный останец о. Сардах высотой до 50 м, сложенный породами неогена; 15) озерные котловины термокарстового происхождения высоких террасовых уровней, заполненные водой.

Внемасштабные условные обозначения: 16) бассейновая терраса высотой до 30 м возрастом 136 тыс. лет; 17) бассейновая терраса высотой 10—15 м возрастом 48 тыс. лет.

моря. Отложения массива дельтовых островов Оленёкской и Арынской проток формировались около 7 тыс. лет назад. Туматский конус выноса имеет возраст 2,5—3 тыс. лет. Сардахско-Трофимовский конус выноса начал формироваться 4 тыс. лет назад. Острова Быковской протоки — самые молодые в дельте, им менее 1,5 тыс. лет. Дельтоформирование в течение голоцена смещалось с востока на запад по мере разрушения рекой и морем массивов ледового комплекса пород, от которых

в настоящее время остались лишь останцы, слабо влияющие на распределение стока. Еще 1,5 тыс. лет назад перемычка из пород ледового комплекса протягивалась на северо-северо-запад от о. Муостах и Быковского п-ова в залив Буор-Хая, отклоняя течение реки к северу. Устьевая область реки в голоцене представляла собой эстуарии, изолированные останцами ледового комплекса пород и о. Арга-Муора-Сисе, которые заполнялись осадками на этапах повышенного стояния уровня моря и эродировались при понижении базиса эрозии.

На каждом последующем трансгрессивном этапе останцы первой террасы прирастали новыми площадями и слагались более молодыми отложениями. В этом заключается суть формирования дельты р. Лены, как и всех описанных выше устьев сибирских рек. Для дельты р. Лены было также характерно поступательное заполнение эстуариев с востока на запад из-за тектонического перекаса земной поверхности, вызывающего поворот течения реки в устье в противоположную сторону от направления стока (Большаинов и др., 2019). Тектонические факторы во взаимодействии с трансгрессивно-регрессивными колебаниями уровня моря, а также постепенное разрушение абразией и эрозией перемычек, сложенных ледовым комплексом пород, привели к формированию современного облика дельты — псевдоконуса выдвигания.

4.3.7. Общие черты колебания уровня моря в устьях сибирских рек в голоцене

На рис. 4.30 представлены реконструкции изменения относительного уровня моря в устьях сибирских рек в голоцене, основанные на приведенных ниже материалах и обобщениях результатов изучения геоморфологического и геологического строения дельт. Построения кривых колебаний уровня моря по результатам изучения дельтовых островов подтверждены при изучении морских террас в дельте р. Лены и ее окрестностях. Там также одновысотные террасы имеют разный возраст, что также свидетельствует о колебательном характере уровня приемного водоема (Большаинов и др., 2013).

Неполное сходство построенных кривых колебаний уровня моря может быть связано с ошибками датирования отложений и недостаточным числом датировок. Однако схема процесса и несомненный циклический характер колебаний уровня моря и дельтоформирующих процессов на кривых рис. 4.30 очевидны. Из наиболее досто-

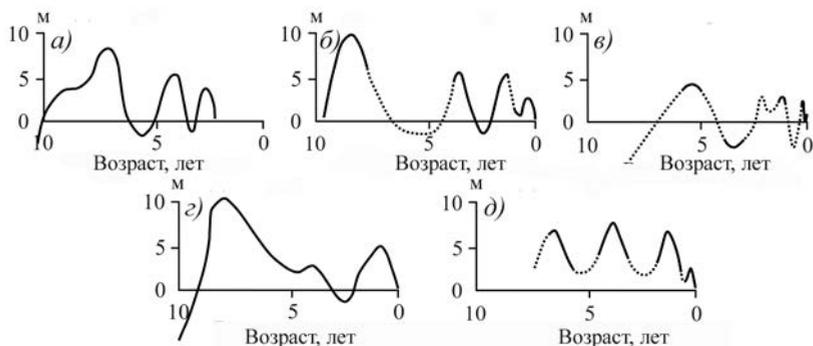


Рис. 4.30. Голоценовые колебания уровня моря в устьях арктических рек, выявленные по датированным органоминеральным отложениям и морским террасам.

a — дельта р. Пясины, *б* — дельта р. Ниж. Таймыры, *в* — дельта р. Оби, *г* — дельта р. Хатанги, *д* — дельта р. Лены.

верных изменений уровня моря, произошедших в конце голоцена, следует отметить событие стояния уровня моря до 10—15 м выше современного около 2 тыс. лет назад (Большаянов, Макеев, 1995; Большаянов и др., 2013; Большаянов, 2025).

В целом устьевые области исследованных рек в своем геоморфологическом и геологическом строении хранят летопись колебаний уровня Северного Ледовитого океана в течение сотен и тысяч лет. В голоцене было как минимум три эпизода высокого стояния уровня моря, когда он достигал отметок более 10 м над современным уровнем, а устьевые области представляли собой подтопленные эстуарии. В это время в застойных зонах эстуариев накапливались характерные органоминеральные отложения (слоёнка), обычно, но неправильно называемые торфами, которые являются отличным диагностическим признаком как подпора стока рек со стороны моря, так и в целом осадконакопления в прибрежной зоне во время морских трансгрессий.

Приведенные закономерности колебаний уровня в устьевых областях арктических рек России показали, что они согласуются с аналогичными данными по побережьям Мирового океана (Макаров, Трунин, 2016).

4.4. Свидетельства голоценовых колебаний относительного уровня морских вод на островах и в континентальном обрамлении морей Карского и Лаптевых

Одним из природных объектов, исследования которых предоставляют сведения об изменениях уровня моря, являются донные отложения озер, урез воды которых находится невысоко над современным уровнем моря. Благодаря этому высотному положению озер, при повышении уровня моря в их бассейны проникали морские или подпорные воды, оставляя в озерных осадках свидетельства более высокого стояния базиса эрозии. Такие свидетельства были изучены в водоемах на побережьях морей Карского и Лаптевых (рис. 4.31): в озере Изменчивом (о. Октябрьской Революции

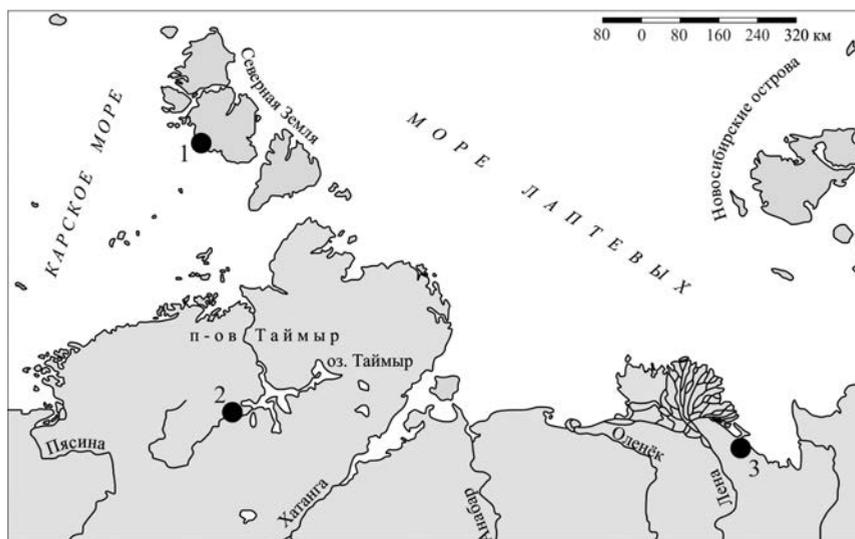


Рис. 4.31. Расположение районов исследований голоценовых изменений уровня моря и озер на островах и в континентальном обрамлении морей Карского и Лаптевых.

1 — озеро Изменчивое (о. Октябрьской Революции, архипелаг Северная Земля); 2 — район озера Таймыр и реки Верхней Таймыры; 3 — район озера Севастьян-Кюеле.

архипелага Северная Земля, координаты центра озера $79^{\circ}07'16''$ с.ш., $95^{\circ}05'28''$ в.д., высота 6 м над уровнем моря); в долине реки Верхней Таймыры в нижнем ее течении при впадении в озеро Таймыр ($74^{\circ}08'25''$ с.ш., $99^{\circ}06'35''$ в.д., высота залегания озерных отложений при повышенном стоянии уровня 12—13,6 м над уровнем моря, урез воды на высоте 6 м над уровнем моря); в озере Севастьян-Кюеле, расположенном южнее пос. Тикси в тектонической впадине Хараулахских гор (координаты центра озера $71^{\circ}31'37''$ с.ш., $128^{\circ}49'17''$ в.д., урез воды на высоте 12 м над уровнем моря).

В приледниковом озере *Изменчивом* (рис. 4.32) отобраны колонки донных отложений и варвометрическим методом определен возраст пресноводных осадков, залегающих на морских отложениях, которые, в свою очередь, подстилаются озерными осадками. Комплексные исследования этого озера, включая его гидрометеорологический режим, позволили не только определить время затопления озера морскими водами, но и построить температурную кривую последнего тысячелетия, основанную на связи скорости осадконакопления с температурой воздуха в его бассейне, большую часть которого составляет покровный ледник Вавилова (Большаянов, 1985; Большаянов, Макеев, 1995).

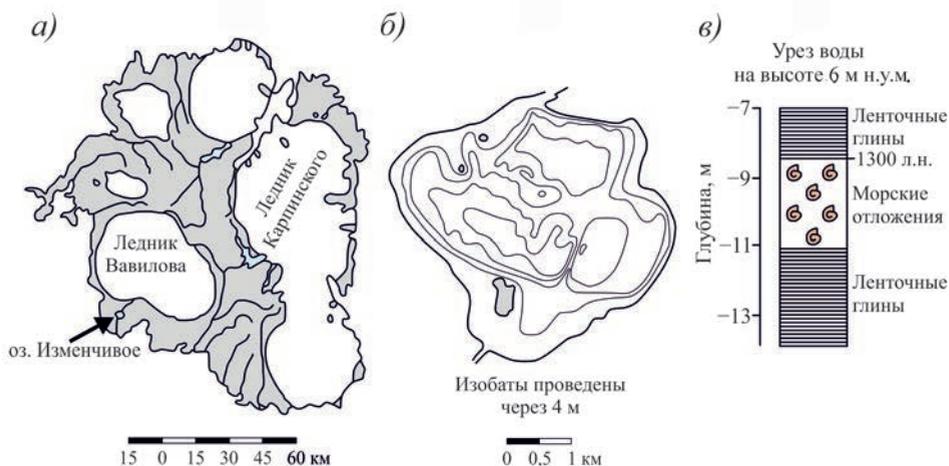


Рис. 4.32. Местоположение (а), батиметрия (б), строение и возраст донных отложений (в) озера Изменчивого, о. Октябрьской Революции, архипелаг Северная Земля.

Показателями проникновения в котловину озера морских вод являются комплексы фораминифер и остракод, погребенные в донных отложениях. Мощность морской части толщи донных отложений озера достигает 2,5 м. В верхней ее части толщиной 0,25 м обнаружены фораминиферы с преобладанием исландиелл, которые обитали в неблагоприятных для них условиях. Ниже, до глубины 1,15 м, фораминиферы в отложениях исчезают и их заменяют солоноватоводные и пресноводные виды остракод (кандоны и кандоинеллы). В самой нижней части морского слоя толщиной 1,35 м снова обнаружены фораминиферы (сравнительно глубоководные и холодноводные исландиеллы и кассидулины) с обильным содержанием погибшей молодежи, что свидетельствует о неблагоприятных условиях обитания фораминифер, слабой связи с морем и малой глубине (Большаянов, Макеев, 1995).

Изученные осадки отчетливо свидетельствуют о проникновении морских вод в бассейн озера. Первое проникновение фораминифер свидетельствует о поднятии уровня моря по меньшей мере на 10 м, так как озеро связано с морем узкой долиной-каньоном. Затем влияние моря ослабло, что отражено в исчезновении фораминифер, а затем возросло снова. Общая угнетенность микрофауны указывает на то, что море заливало бассейн озера, но сток пресных вод с ледника оказывал значительное влияние на режим морского опресненного залива. Смена комплексов микрофауны, вероятнее всего, связана с колебательным характером хода уровня моря на протяжении времени накопления толщи морских отложений. Нижняя граница морских отложений пока никак не охарактеризована возрастом. А перекрываются они ленточными глинами возрастом 1300 лет (Большаянов, Макеев, 1995).

Озеро Севастьян-Кюеле расположено в Приморском крае Хараулахского хребта южнее дельты р. Лены. Его высотная отметка 12 м определена по данным карты масштаба 1:100 000 и также по результатам нивелирования между уровнями озера и моря во время отлива (Палеоклимат полярных..., 2019). Диатомовый анализ разреза донных осадков озера мощностью около 1 м (рис. 4.33) и возрастом в осно-

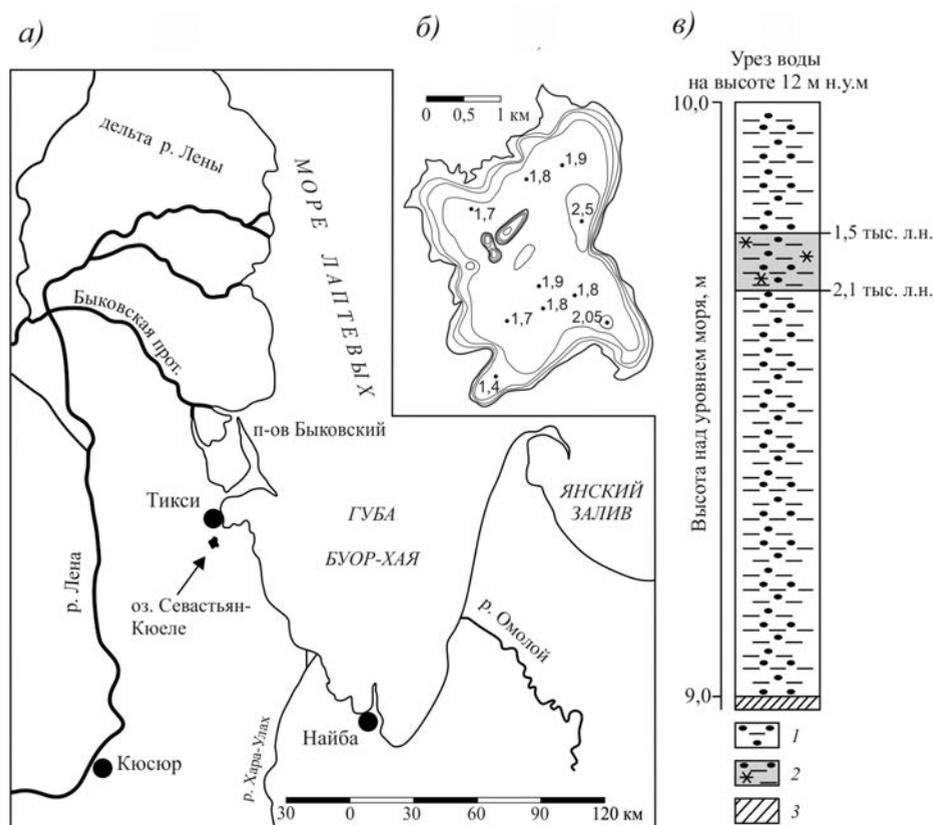


Рис. 4.33. Местоположение (а), батиметрия (б), строение и возраст донных отложений (в) озера Севастьян-Кюеле.

1 — темные алевроиты с примесью песчаных и гравийных зерен; 2 — интервал отложений с отчетливым ростом содержания пресноводно-солонатоводных видов диатомей; 3 — темно-серые алевролиты и углистые сланцы.

вании разреза около 6 тыс. лет выявил интервал глубины 24—33,5 см (возраст 1,5—2,1 тыс. лет), в котором регистрируется резкое сокращение галлофобов и возрастает доля галофильных диатомей, а также резко возрастает доля водорослей, предпочитающих щелочную среду обитания. Одновременно с этим сокращается численность пресноводных видов и отчетливо возрастает роль пресноводно-солонатоводного вида *Sellaphora pupula* (Палеоклимат полярных..., 2019). Такие изменения в доминирующем в целом по разрезу пресноводном комплексе диатомей свидетельствуют об увеличении влияния моря на озеро примерно 2,1—1,5 тыс. лет назад в связи с подъемом уровня морских вод. Морские воды в этот период не проникали в озеро, но граница морского и пресноводного бассейна повышалась примерно до высоты 12 м над современным уровнем моря.

Озеро Таймыр на протяжении своего существования неоднократно испытывало подпор со стороны моря благодаря низкому положению уреза воды (около 6 м над уровнем моря). В каргинское время позднего неоплейстоцена оно было опресненным заливом Карского моря с подъемом уровня до 40 м над современным уровнем моря (см. п. 4.1, рис. 4.4). В голоцене его уровень также заметно колебался в связи с изменениями уровня моря. Следы этих колебаний запечатлены в террасах и отложениях по берегам и в окрестностях озера, в озерных осадках.

После катастрофического падения уровня озера Таймыр начиная с 18,6 тыс. лет назад (см. п. 4.1) этап осадконакопления в озере возобновился на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена. Это событие зафиксировано озерной террасой высотой 15—16 м на островах Фёдорова в озере Таймыр, датированной возрастом 10—11 тыс. лет (Möller et al., 2019). Причины такого повышенного стояния уровня озера пока остаются невыясненными. Можно предположить, что в это время также происходил подъем уровня моря выше современного. Косвенным подтверждением этого предположения может служить широкое распространение на п-ове Таймыр и по берегам озера Таймыр террас высотой 10—15 м, датированных возрастом конца позднего неоплейстоцена (Большаянов, 2025).

В голоцене уровень озера колебался в пределах 5—10 м, как установлено по озерным террасам и датированному плавнику, собранному с террас. Изученные осадки озера Таймыр в колонках Со 1407 и Со 1408 (Gromig et al., 2021) показывают, что в начале голоцена (9—8 тыс. лет назад) уровень озера заметно понижался. Но данные о строении озерных отложений не дают четкого подтверждения этого события (Большаянов, 2025), а на берегах озера это событие не может быть зафиксировано.

Достаточно уверенно установлено повышение уровня озера Таймыр на 5—10 м около 2 тыс. лет назад. Оно фиксируется погребенной стоянкой древних охотников в западной части озера (ручей Олений — приток р. Верхней Таймыры), датированной возрастом 2,0—2,5 лет (рис. 4.34) (Питулько и др., 2003). Почвенный горизонт (2480±90 лет назад, ЛУ-4172) и культурный слой на нем в виде обработанных человеком костей оленей (2130±70 л.н., ЛУ-4171) перекрыты озерно-аллювиальными песчаными алевритами (Большаянов, 2025). Слоёнка (признак повышенного стояния уровня моря) фиксируется возрастом 1380 и 1840—1910 лет в дельте р. Нижней Таймыры; есть в дельте и слоёнка с радиоуглеродным возрастом 290 лет, позволяющая предположить последнее повышение уровня в дельте р. Нижней Таймыры и в озере Таймыр три столетия назад (см. п. 4.3.3). Причина этих повышений уровня озера — рост уровня моря и подпор вод в р. Нижней Таймыре и в озере Таймыр.

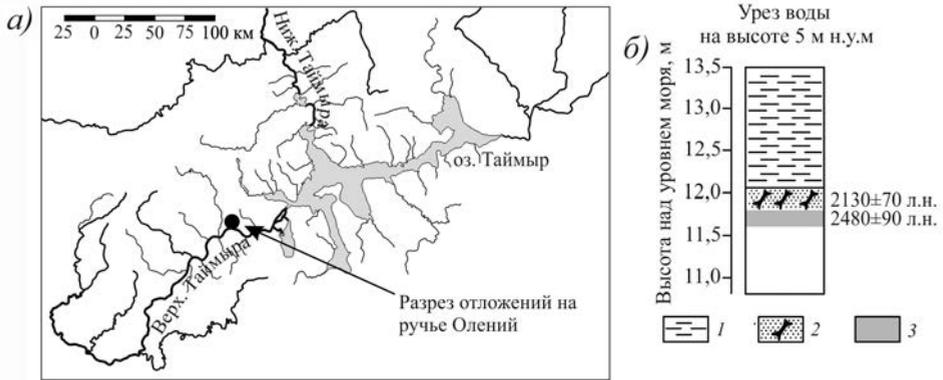


Рис. 4.34. Местоположение (а), строение и возраст отложений (б) в разрезе на ручье Олений в районе озера Таймыр.

1 — песчаные алевриты, 2 — культурный слой стоянки человека с обработанными костями оленей, 3 — палеопочвенный горизонт.

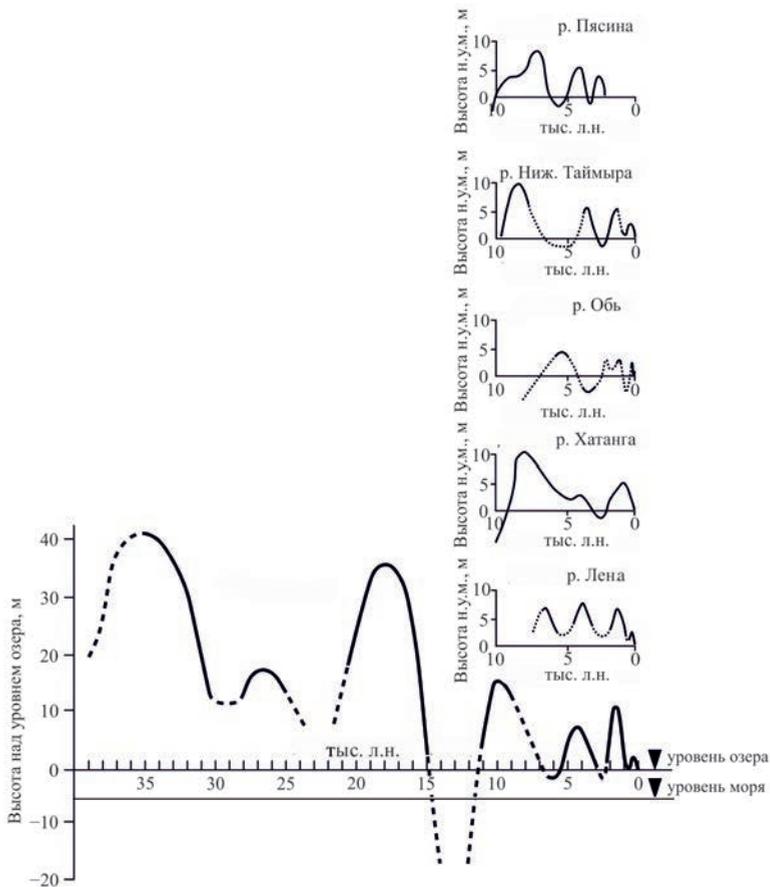


Рис. 4.35. Кривая колебаний уровня озера Таймыр с рубежа позднего неоплейстоцена — голоцена в сравнении с кривыми голоценовых колебаний уровня моря по результатам исследований в дельтах сибирских рек (Большаинов, 2025).

Сравнение выделенных периодов колебаний уровня озера Таймыр и колебаний уровня моря на основе изучения рельефа и отложений дельт сибирских рек (см. п. 4.3) показывает схожесть основных этапов (рис. 4.35) и свидетельствует о единой причине колебаний — это колебания уровня моря с пиками его повышения в начале голоцена, в период 5—3 тыс. лет назад, а также в позднем голоцене, примерно в период 2—1 тыс. лет назад. Безусловно, прецизионная хронология этих морских событий осложнена как погрешностями датирования возраста, так и вероятными региональными и локальными условиями геоморфологических и геологических процессов.

В районе побережья бухты (губы) Буор-Хая (на расстоянии 80—90 км к юго-востоку от пос. Тикси), на юго-востоке моря Лаптевых (рис. 4.36), геоморфологические и палеогеографические свидетельства изменений уровня моря были получены в 2018 г. в рамках одного из этапов комплексной российско-германской экспедиции «Лена». Этот район примечателен наличием систем береговых валов, отделяющих ряд озер-лагун от моря. Целью исследований было установление возраста данных валов, поиск морских террас более высокого уровня и более древнего возраста, чем валы, а также установление причин образования озер, отделяемых от моря береговыми валами, в частности озер Хабырыс-Кюеле и Гавриил-Кюеле.

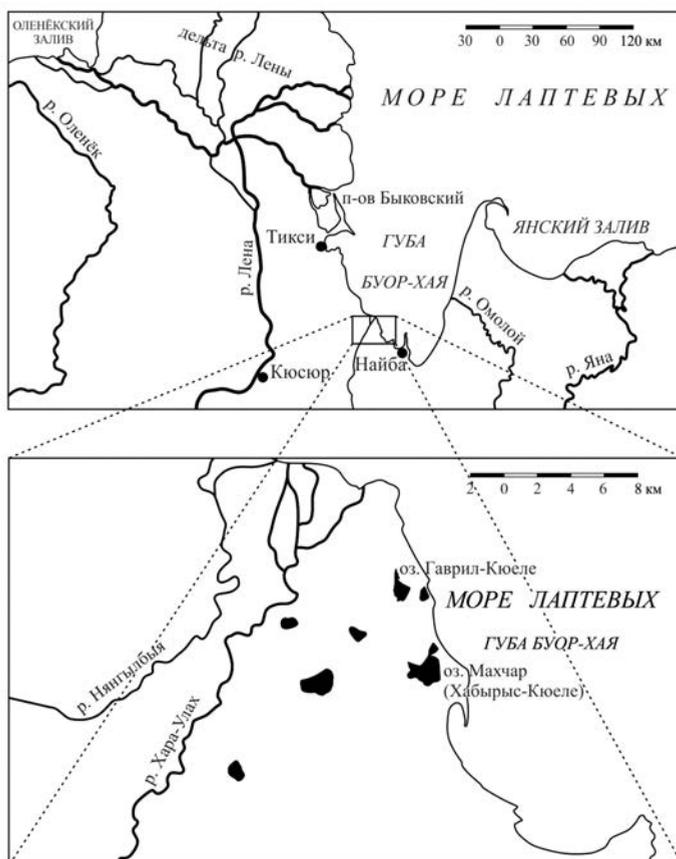


Рис. 4.36. Расположение района исследований в юго-восточной части моря Лаптевых, на побережье бухты (губы) Буор-Хая.

В ходе исследований были описаны рельеф и четвертичные отложения, отобраны образцы на радиоуглеродное датирование, измерены значения высоты и расстояния при помощи GPS-приемника и высокоточного тахеометра Leica. Изучение дна озер было выполнено при помощи геофизических методов. Для определения возраста валов использовалась захороненная в них плавниковая древесина, образцы которой брались из ее сердцевины. Радиоуглеродный возраст определялся в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана (СПбГУ) конвенциональным методом.

Район исследований расположен на стыке Вержоянского мегаантиклинория и Лаптевской области кайнозойского рифтогенного обрушения, в частности Усть-Ленского грабена. Обе геологические структуры густо испещрены тектоническими разломами. Рельеф местности низкорельефный, в разной степени расчлененный, с пологими и средней крутизны склонами. Дочетвертичные породы представлены алевритами, песчаниками и аргиллитами куолайской и хадарьинской серий пермской системы. Четвертичные образования представлены коллювиальными, элювиально-делювиальными, солифлюкционными и морскими голоценовыми отложениями.

Максимальная ширина системы береговых валов, отделяющих озеро Хабырыс-Кюеле от моря, составляет около 900 м (рис. 4.37). Исследование местности показало наличие хорошо сохраненной погребенной плавниковой древесины только в ближайших к берегу моря валах. Три датировки валов высотой 3—4 м над уровнем моря показали период их формирования от 1040 ± 60 лет назад (ЛУ-9052) до 910 ± 50 лет назад (ЛУ-9050).

Вокруг озера и на морском побережье также хорошо выражены фрагменты террасовидных поверхностей высотой 8—13 м, в меньшей степени высотой 17—20 и 25—35 м над уровнем моря. Эти поверхности представляют собой, как правило, голые скалы, покрытые скудным мохово-лишайниковым покровом или маломощным слоем (от нескольких сантиметров до полуметра) элювиально-делювиальных и со-

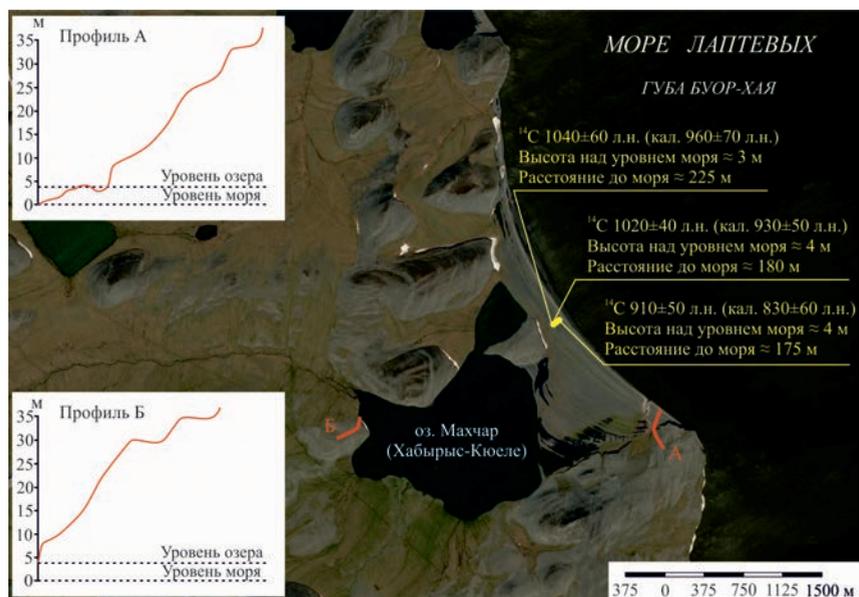


Рис. 4.37. Район исследований в окрестностях озера Хабырыс-Кюеле с данными радиоуглеродного датирования плавниковой древесины и высотными профилями участков побережья.



Рис. 4.38. Обнажение обрушенной террасы высотой 8—12 м на западном склоне котловины озера Хабырыс-Кюеле, сложенной галечно-гравийно-дресвяными накоплениями береговой системы бухты Буор-Хая.

лифлюкционных отложений с формирующейся на них почвой. Лишь 8—12-метровая терраса, расположенная на западном берегу озера Хабырыс-Кюеле, сложена гравийно-галечно-дресвяными отложениями (рис. 4.38), обнажающимися в абразионно-тектоническом уступе. Выдержанность террас по высоте на разных береговых участках заполненных прибрежными отложениями бухт не позволяет относить их к структурным, так как коренные породы здесь практически не залегают горизонтально.

Ширина системы береговых валов высотой 3—4 м, отделяющих озеро Гавриил-Кюеле от моря, достигает 1400—1500 м (рис. 4.39). Захороненная плавниковая древесина здесь имеет гораздо лучшую сохранность, и она распространена практически повсеместно. Это позволило установить возраст системы береговых

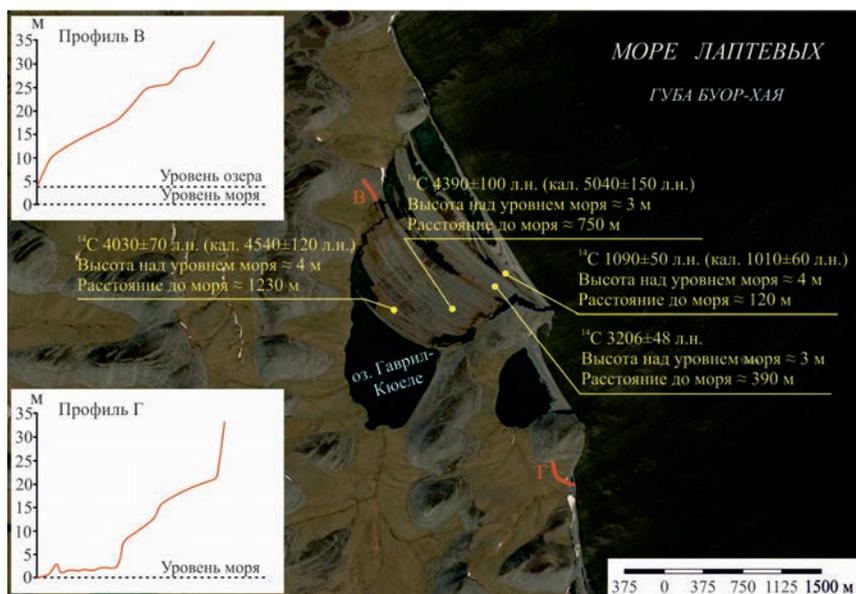


Рис. 4.39. Район исследований в окрестностях озера Гавриил-Кюеле с данными радиоуглеродного датирования плавниковой древесины и высотными профилями участков побережья.

валов практически на всем протяжении от озера до морского берега. Данные радиоуглеродного датирования показывают, что валы формировались в два этапа. Валы на расстоянии от моря 300—1500 м образовались в период 4500—3200 лет назад. Потом наступил перерыв в осадконакоплении. Ближайшие к морю (на удалении до 300 м) береговые валы сформировались примерно 1100 лет назад, что почти соответствует времени образования береговых валов у озера Хабырыс-Кюеле на таком же удалении от побережья.

В окрестностях озера Гавриил-Кюеле также широко распространены террасовидные поверхности высотой 8—15 и 25—35 м.

Немецкие исследователи провели аналогичные работы и определили возраст береговых валов в большом числе точек, выполнили нивелирование берегового комплекса рельефа в районе озера Гавриил-Кюеле и сделали вывод о том, что возраст береговых валов не свидетельствует о колебательном характере изменений уровня моря во второй половине голоцена (Sander et al., 2019).

Более подробный анализ рельефа и отложений на основе совмещенных результатов немецких и отечественных исследований показывает (рис. 4.40), что западное побережье бухты Буор-Хая не является стабильным и слабо подходит для расшифровки колебаний уровня моря.

Геоморфологический профиль через береговую систему изученных озер-лагун выглядит совершенно необычно для любого аккумулятивного берега — он плоский, тогда как обычно является или выпуклым, или вогнутым. В нашем случае он лишь понижается как в сторону моря, так и к лагуне, в которой крайние валы в настоящее время затоплены. Оба озера-лагуны являются результатом тектонических провалов побережья и образовались уже после формирования систем береговых валов. В соответствии с геофизическими данными глубина котловины озера Хабырыс-Кюеле составляет 12 м, а глубина озера Гавриил-Кюеле превышает 20 м; оба озера имеют асимметричные котловины, часто с резкими очертаниями подводных склонов (Khristoforov et al., 2018).

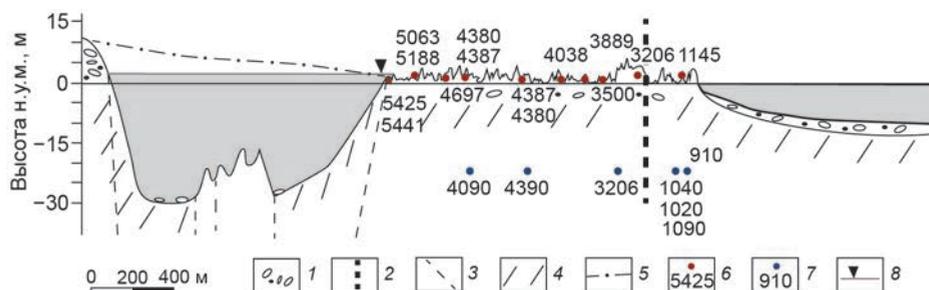


Рис. 4.40. Геоморфологический профиль слева направо через озеро Гавриил-Кюеле до береговой зоны моря, построенный по данным нивелирования системы береговых валов, геофизического профилирования озер и батиметрической карты губы Буор-Хая, с результатами радиоуглеродного датирования возраста древесины.

1 — гравийно-галечниково-древянная толща береговых отложений; 2 — граница несогласия в системе береговых валов по данным немецких исследователей (Sander et al., 2019); 3 — линии разломов, выделяющиеся на георадарных профилях (Khristoforov et al., 2018); 4 — дочетвертичные коренные породы; 5 — профиль побережья до погружения озерных котловин; 6 — значения датировок возраста древесины (радиоуглеродных лет), полученные с использованием AMS метода (Sander et al., 2019); 7 — значения датировок возраста древесины (радиоуглеродных лет), полученные с использованием конвенционального метода; 8 — урез воды в озере Гавриил-Кюеле.

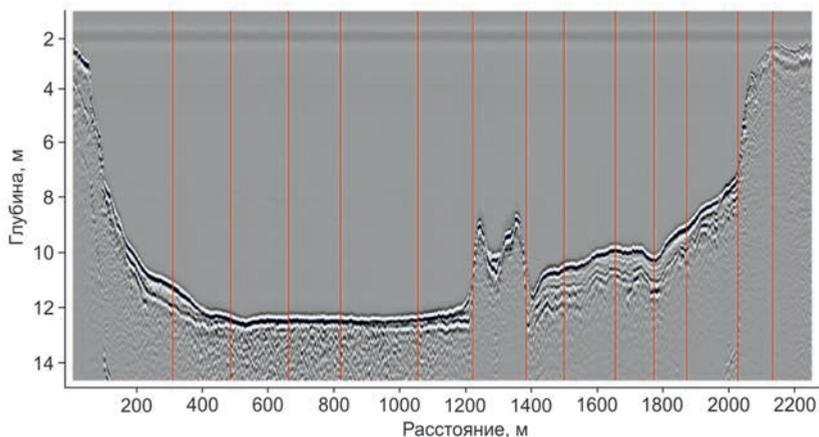


Рис. 4.41. Георадарный профиль по котловине озера Хабырыс-Кюеле (Khristoforov et al., 2018), показывающий разрывные нарушения в земной коре как по склонам, так и в центре котловины.

Наиболее крутые участки озерных котловин имеют следы разрывных деформаций. В средней части котловины озера Хабырыс-Кюеле расположен останец размерами примерно 200 на 250 м и высотой над дном до 4 м, который также имеет достаточно крутые склоны со следами разломной тектоники (рис. 4.41). При этом прилегающая акватория моря Лаптевых достаточно мелководна, и глубина в этом районе превышает 10 м, начиная с расстояния 2,5—4 км от берега, и превышает 20 м, начиная с расстояния от берега более 100 км. Другой интересной особенностью является практически полное отсутствие донных осадков. Это подтверждается и визуальными наблюдениями, поскольку прозрачность воды в озерах позволяет увидеть лишь голую скальную поверхность на дне до глубины 4—5 м.

Если бы формирование изученного берега губы Буор-Хая шло по предлагаемому немецкими учеными механизму проградации валов в сторону лагун при неизменном уровне моря (Sander et al., 2019), то лагуны должны были быть заполнены береговыми отложениями. Однако отсутствие отложений в озерах ясно указывает на то, что их котловины образованы уже после накопления системы береговых форм рельефа. Провалы озер вызвали не только понижение дна самих тектонических котловин, но и опускание всего берегового комплекса, в том числе и береговых валов. Это событие зафиксировано отрывом накопленных ранее береговых осадков и образованием крутого тектонического уступа, в котором вскрыты переслаивающиеся галечники, слагавшие береговой комплекс рельефа вплоть до бровки первой террасы на высоте 12 м (см. рис. 4.38).

Возможность резких тектонических движений на этом побережье хорошо видна на гипсометрических или геоморфологических картах. Западное побережье губы Буор-Хая представляет собой явное продолжение линеамента восточного края дельты р. Лены на юг. Это также подтверждается существованием системы разломов земной коры в этом секторе моря Лаптевых, которые трассируются расположением здесь же очагов современных землетрясений и аномальными эманациями метана из разломов земной коры (Кандрюкова, 2014).

Таким образом, отвергнутые немецкими исследователями колебательные изменения уровня моря в голоцене по данным изучения береговых комплексов

рельефа губы Буор-Хая, на наш взгляд, скорее всего, имели место, но были затуханы проявлением новейших тектонических движений на этом побережье. Подтверждением нашего предположения может также служить явное отличие системы береговых валов, образовавшейся около 1000 лет назад в ближайшей к морю полосе шириной до 300 м, от расположенных дальше от моря береговых валов, которые формировались 6—3 тыс. лет назад. Немецкие ученые сами обозначили перерыв между периодами образования этих двух систем валов (Sander et al., 2019), но попытались объяснить формирование этих крайних береговых валов изменениями климата, которые никак не соответствуют палеоклиматическим построениям для района дельты р. Лены в течение последнего тысячелетия (Большаинов и др., 2013; Палеоклимат полярных ..., 2019) и в целом не способны повлиять на образование системы береговых форм рельефа. Для этого необходимы колебания уровня моря: сначала повышение уровня с формированием подводных береговых валов, затем понижение уровня с выходом валов на поверхность.

На наш взгляд, полученные данные о возрасте береговых валов на юго-западном побережье губы Буор-Хая показывают, что они сформировались в два этапа: 4500—3200 и 900—1100 лет назад. Накопление осадков происходило при более высоком стоянии уровня моря, чем сейчас. Образование же провальных котловин озер-лагун на побережье бухты Буор-Хая произошло в период 6—1 тыс. лет назад, а точнее, судя по отсутствию донных отложений в озерах, значительно ближе к последнему тысячелетию.

Совпадение общих черт и возрастных интервалов всех собранных в п. 4.3 и 4.4 событий высокого стояния уровня моря дает основание для подтверждения правильности предварительной кривой изменения относительного уровня моря Лаптевых в голоцене (рис. 4.42).

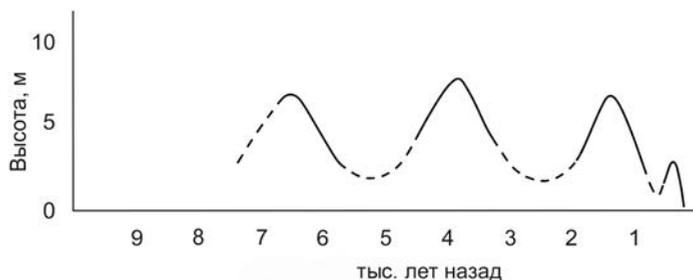


Рис. 4.42. Кривая относительного изменения уровня моря Лаптевых в голоцене (Большаинов и др., 2013).

Глава 5

СОВРЕМЕННЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА КАК МОДЕЛЬ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

5.1. Источники поступления воды и современные колебания уровня Ладожского озера

Ответ на вопрос, откуда поступает и как расходуется вода в Ладожском озере, прост с точки зрения гидрологов: со стоком рек и атмосферными осадками на водную поверхность озера за цикл 1953—1980 гг. поступило 83 км^3 ($71,2 \text{ км}^3$ со стоком рек плюс $11,8 \text{ км}^3$ с осадками), а вытекло и испарилось $75,8$ и $7,2 \text{ км}^3$ соответственно, то есть те же 83 км^3 (Ладожское озеро. Атлас, 2002). У авторов атласа Ладожского озера нет такой статьи питания озера, как подземный сток, поскольку считается, что он ничтожен. Действительно, надо ли его упоминать, если в более ранних источниках он составляет $1,296 \text{ км}^3$ (Калесник, 1968), что составляет всего 73 мм воды на всей площади Ладожского озера, тогда как приток воды от рек и осадков в таком исчислении составляет 4694 мм (Ладожское озеро. Атлас, 2002). Ход уровня Ладоги считается плавным с минимальными отметками в январе и максимальными в июне со спадом до конца года (Ладожское озеро. Атлас, 2002).

Подозрение в несоответствии таких данных действительности заставило нас организовать в 2001 г. контрольный водомерный пост на западном побережье Ладожского озера на расстоянии 9 км к юго-востоку от г. Приозерска (Большиянов, 2018). Наблюдения показали (рис. 5.1), что в 15 из 24 лет наблюдений рост уровня воды в Ладожском озере происходит в основном в самые холодные сезоны года — с ноября по март. При этом в годы с катастрофическим ростом уровня зимой, а именно с ноября 2003 г. по март 2004 г., уровень вырос на 1,9 м, что означает прибавку объема ладожской воды 33 км^3 в самое холодное время года. Более полуметра воды ($8,75 \text{ км}^3$) прибавлялось в Ладожском озере также в холодные сезоны 2004/05, 2006/07, 2008/09,

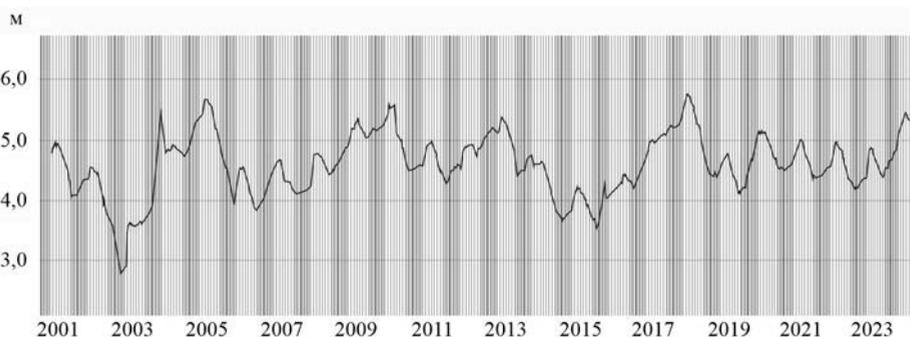


Рис. 5.1. Колебания уровня Ладожского озера с 2001 по 2024 г. по данным водомерного поста Моторное ($60^{\circ}58,936''$ с.ш., $30^{\circ}16,913''$ в.д.).

Темно-серыми столбиками указаны холодные сезоны (ноябрь — март).

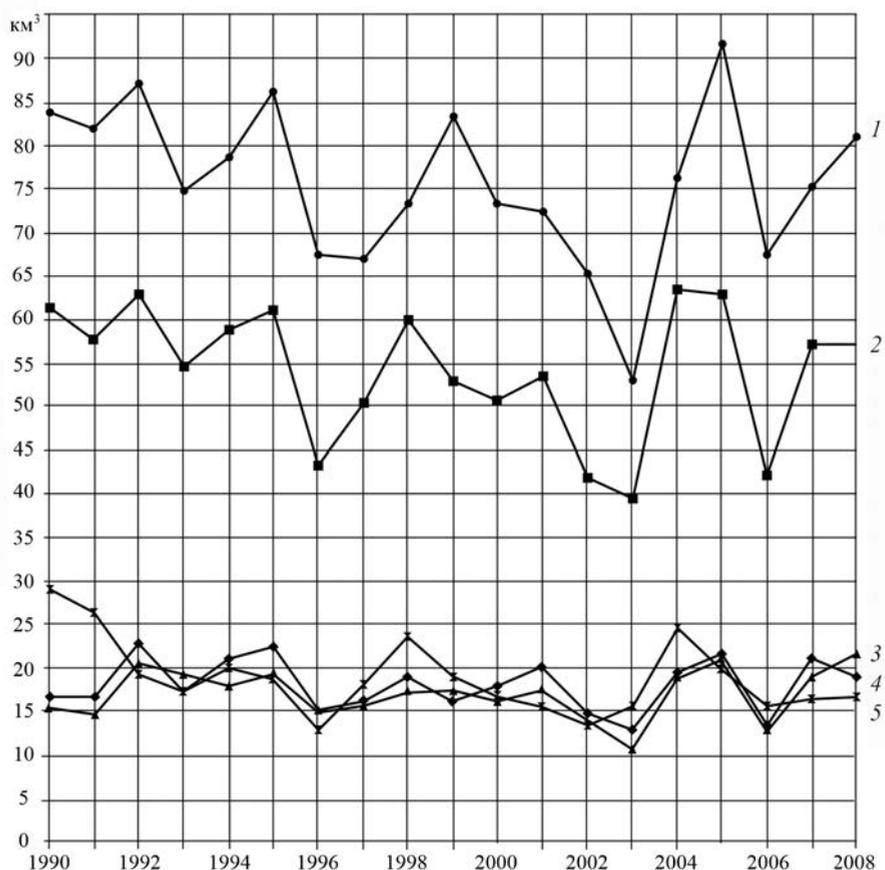


Рис. 5.2. Годовой сток р. Невы и втекающих в Ладожское озеро рек за 1990—2008 гг. (Большаинов, 2018).

1 — р. Нева; 2 — реки Вуокса, Свирь, Волхов в сумме; 3 — р. Вуокса; 4 — р. Свирь; 5 — р. Волхов.

2015/16, 2016/17, 2019/20, 2022/23, 2023/24 гг. С точки зрения вышеупомянутых гидрологических представлений о ресурсах вод и колебаниях уровня Ладожского озера такие явления необъяснимы, так как поступление воды в озеро в половодные сезоны (апрель — июнь) значительно меньше по сравнению с холодными сезонами.

Невязка водного баланса Ладожского озера видна и на стоковых величинах втекающих рек и вытекающей р. Невы (рис. 5.2).

В период 1990—2008 гг. р. Нева выносила воды на 15—30 км³ больше, чем приносили в озеро главные втекающие реки (Волхов, Свирь, Вуокса). Стоковые характеристики всех остальных вместе взятых рек, втекающих в Ладогу, на порядок меньше, а атмосферные осадки нивелируются испарением, и их вклад в водный баланс невелик. Поэтому вопросы о том, откуда берется вода в Ладожском озере и почему существует превышение значений притока над стоком, могут быть решены только с учетом как подземного стока на акватории самого озера, так и подземного стока в реках, втекающих в Ладожское озеро. Другого источника воды, заставляющего режим озера быть столь неравномерным, на сегодняшний день развития наших гидрологических и геологических знаний не просматривается. По полученным данным (Большаинов,

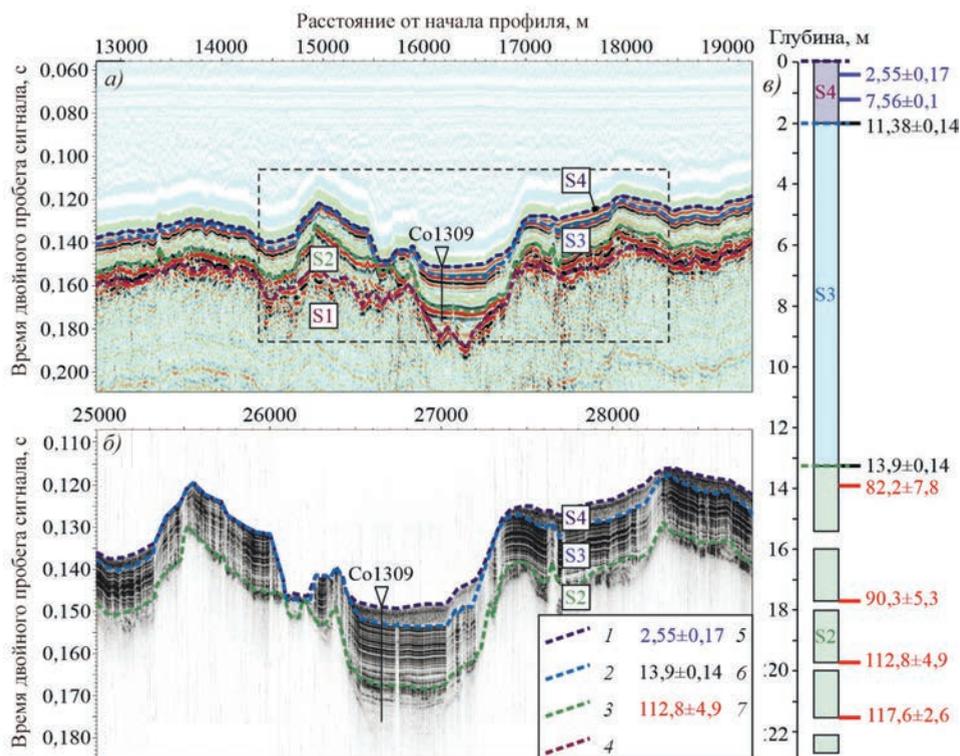


Рис. 5.3. Результаты сейсмического профилирования российской-немецкой экспедиции с местоположением пробуренной скважины в соответствии с работой Lebas et al. (2021).

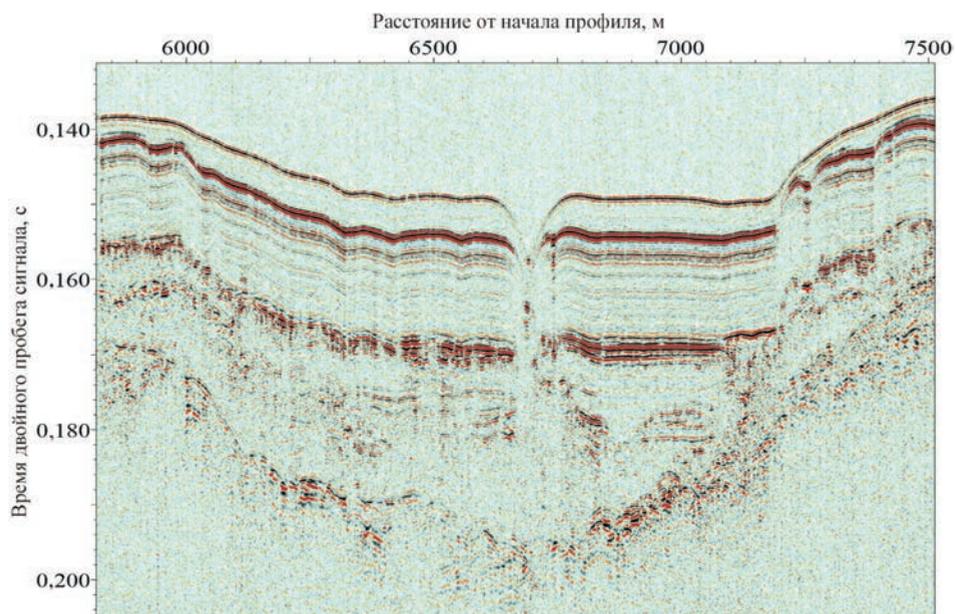


Рис. 5.4. Структура типа пок-марка (в центре) на дне Ладожского озера (Большаинов, 2018).

2018), подземный приток в Ладожское озеро имеет тот же порядок, что и поверхностный приток: он сравним со стоком таких рек, как Волхов или Свирь.

Геоморфологическая карта дна Ладожского озера, составленная по результатам сейсмического профилирования (Аксенов и др., 2023), показала широчайшее распространение разломов (в особенности в северной котловине озера), которые разбили земную кору на множество блоков, опущенных и приподнятых один относительно другого (Lebas et al., 2021). Активнейшая тектоническая активность котловины Ладожского озера проявляется, в частности, в развитии сбросов с амплитудой до десятков и даже сотен метров, причем в голоцене и в современную эпоху (рис. 5.3).

Кроме разломов, по которым может происходить разгрузка подземных вод и газов, на дне озера имеются структуры типа пок-марков, которые и возникают в результате их разгрузки (рис. 5.4). Таким образом, резкие перепады уровня воды в результате заполнения озерной ванны, происходящие периодически, подтверждаются наличием тектонических структур, по которым могут происходить поступление и разгрузка воды.

5.2. Колебания уровня Ладожского озера в течение последних тысячелетий

В ходе исследований береговых линий Ладожского озера собраны все материалы по датированию береговых валов, имеющих широкое распространение на берегах озера повсюду, кроме его северной части, где аккумулятивные формы рельефа встречаются крайне редко. Поскольку береговые валы, состоящие из песка, зачастую не содержат органических остатков для выполнения радиоуглеродного датирования, то здесь впервые применялся метод ОСЛ датирования, что позволило определять возраст непосредственно самих береговых аккумулятивных форм рельефа. При этом применялись две разновидности метода. Датирование методом инфракрасной оптически стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) выполнялось по полевым шпатам в Научно-исследовательской лаборатории четвертичной геохронологии «GeoAge» (Таллинн, Эстония). ОСЛ-датирование по кварцу выполнялось в Лаборатории ОСЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (ныне Институт Карпинского).

Наряду с ОСЛ датированием валов применялось радиоуглеродное датирование торфяников, которые образованы на террасах озера, в частности, в результате их накопления между береговыми валами при регрессиях водоема. Основными признаками повышенных стояний уровня озера, запечатленных в торфяниках, являются озерные отложения (гиттии), залегающие между накоплениями торфа, а также озерные пески, перекрываемые торфом, возраст подошвы которого определяет минимальный возраст освобождения конкретной территории от озерных вод и начало накопления торфа. Для дополнительного доказательства озерного происхождения песков, которые выстилают террасы западного, восточного и южного побережий озера, кроме гранулометрического и геоморфологического анализа, применялся диатомовый метод исследований, который в нескольких случаях показал наличие озерных видов диатомей, присущих глубокому водоему, даже в такой неблагоприятной среде их накопления и сохранения, как пески.

Для определения возраста береговых валов был применен и метод датирования почв, проведенный почвоведом на низких береговых валах Свирского залива (Абакумов et al., 2019). Возраст подзолистых почв рассматривается как минимальный возраст берегового вала, на котором эти почвы развиты.

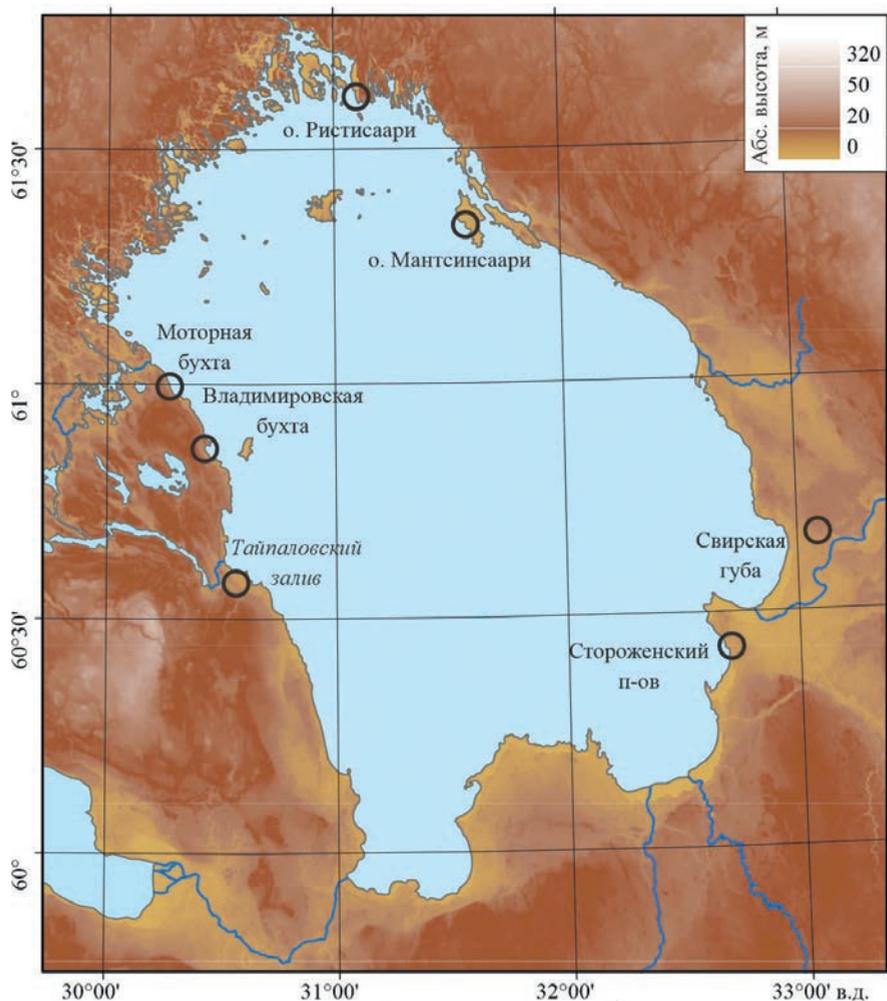


Рис. 5.5. Участки исследований береговых линий Ладожского озера.

Чрезвычайно важным методическим приемом работ стала геодезическая привязка изученных форм и торфяников с помощью нивелира и спутниковых систем, поскольку только на ее основе возможны построения колебаний уровня озера в прошлом при изучении береговых форм рельефа. В связи с тем что современный уровень озера колеблется с амплитудой до 4 м (Большаянов, 2018), все нивелировки привязаны к уровню моря в Балтийской системе высот. Для этого на северо-западном берегу озера в районе пос. Моторное организован водомерный пост, «нуль» графика которого также привязан к Балтийской системе высот (Большаянов, 2018).

Исследования были проведены на семи участках побережья Ладожского озера (рис. 5.5) — это бухты Моторная и Владимировская на северо-западе, Тайпаловский залив на западе, полуостров мыса Стороженского и устьевая область р. Свирь на территории Нижнесвирского заповедника в юго-восточной части озера, а также в северо-восточной части озера на нескольких островах.

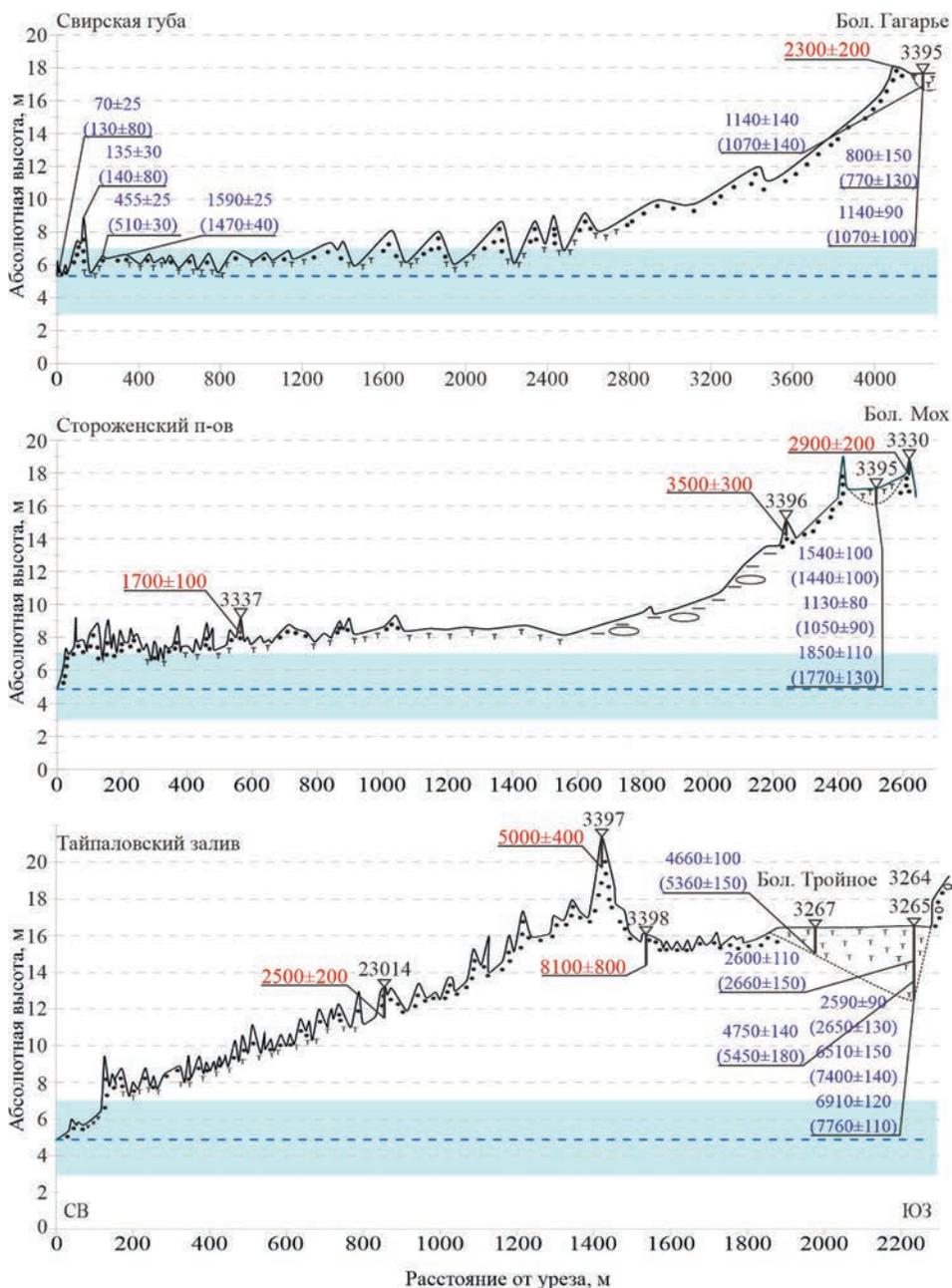
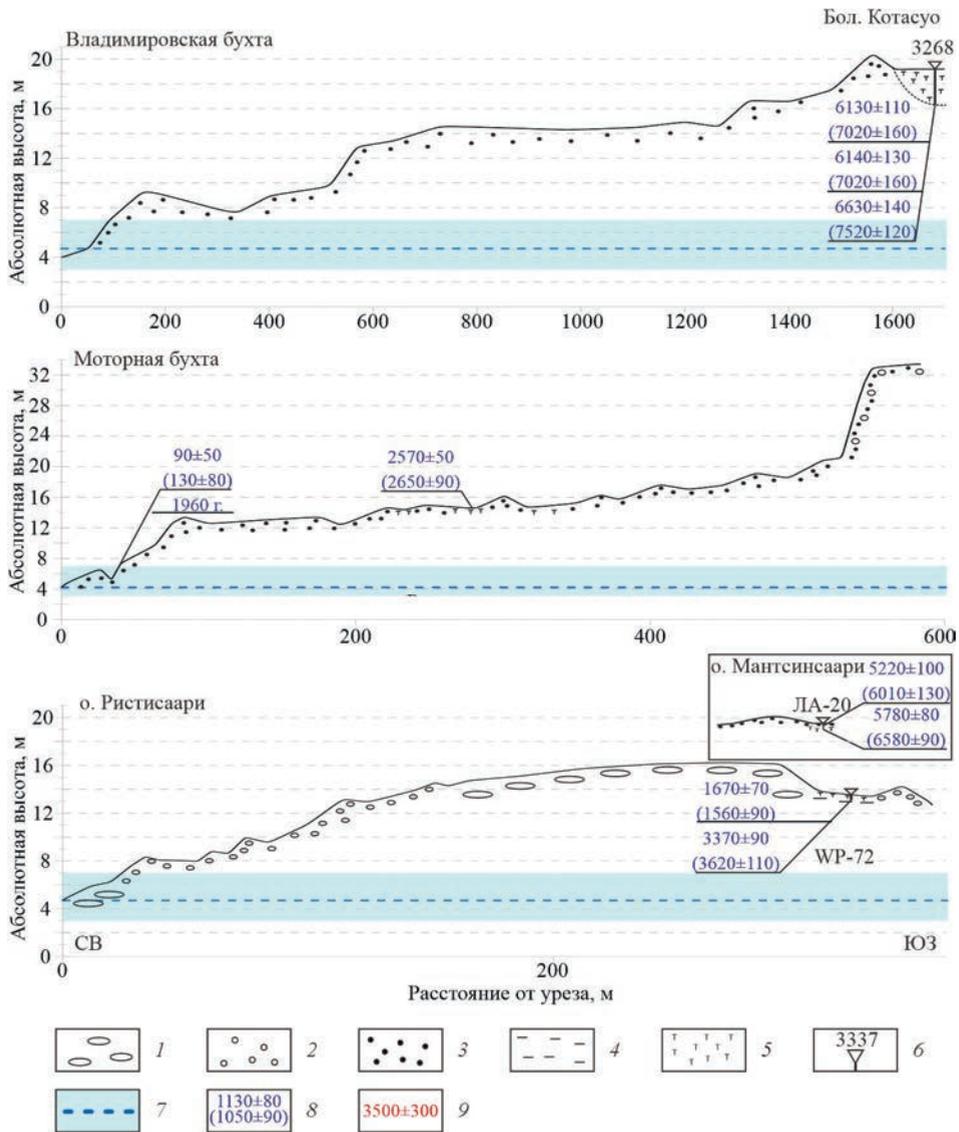


Рис. 5.6. Геоморфологические профили побережья Ладожского озера с датировками береговых 1 — валун; 2 — гравий, галька; 3 — песок; 4 — глина; 5 — торф; 6 — местоположение и глубина Ладожского озера; 8 — значения радиоуглеродных датировок (¹⁴C лет назад); в скобках — калиброванные



валов методами ОСЛ и ИК-ОСЛ, а также с датировками торфяников и гиттий радиоуглеродным методом. пробоотбора; 7 — уровень озера в день профилирования и амплитуда многолетних изменений уровня датировки, кал. лет назад; 9 — значения ОСЛ и ИК-ОСЛ датировок, кал. лет назад.

Эти участки имеют различное геоморфологическое и геологическое строение, и среди них можно выделить четыре типа побережья (рис. 5.6). Полуостров мыса Стороженского и побережье Свирской губы (Нижнесвирский заповедник) отличаются пологим и низким побережьем, на котором развиты только две террасы высотой 5—7 и 9—10 м с большим числом береговых валов высотой до 2,5—3 м. Только на большом удалении от берега (2,5—4 км) образована терраса высотой 17—18 м с торфяниками.

Поскольку уровень Ладожского озера подвержен сильным изменениям, то здесь и далее все высотные отметки приведены к уровню в Балтийской системе высот, т.е. указывают высоту над уровнем моря.

Расположенные близко одно к другому побережья бухт Моторной и Владимирской имеют похожие очертания берегов и террасы, расположенные на близких, но не одинаковых высотах. В бухте Моторной высота современной террасы возрастом 70—90 лет составляет 6—7 м, а во Владимирской бухте первая по высоте терраса расположена на высоте 7—9 м. Высота второй террасы в бухте Владимирской составляет 14—15 м, а в бухте Моторной — 13—14 м. Так же и со следующей террасой: высота 16—17 м в бухте Владимирской и 14—16 м в бухте Моторной. В бухте Владимирской береговой вал высотой 20,5 м запирает торфяник на высоте 19 м, а в бухте Моторной очень четко выражен тыловой шов всего побережья на высоте 20,5 м из-за развитого там уступа более древних морских и озерных террас.

На о. Ристисаари в северо-восточной части озера выделяются террасы высотой 6—7, 8 и 15—16 м.

Побережье Тайпаловского залива отличается от других участков сравнительно крутым склоном, на котором террасы практически не выделяются (кроме 7—9-метровой террасы в нижней части склона), и большим количеством береговых валов, наибольший из которых расположен на расстоянии 1400 м от берега и имеет высоту поверхности 22 м (до 6 м относительной высоты). За береговым валом-баром расположена терраса высотой 15 м с береговыми валами и торфяником, упирающимся в тыловой шов террасы, выработанной во флювиогляциальных галечниках. Этот последний береговой вал-бар запирает болото-торфяник на террасе высотой 15—16 м. Формирование различий вышеуказанных типов участков побережий и особенностей их рельефа зависит от уклонов прилегающих подводных склонов и во многом определяется тектоническими движениями на разных участках побережья Ладожского озера.

По высотам береговых валов и озерных гиттий определены периоды высокого стояния уровня озера в голоцене. Показателем наиболее древнего из пока обнаруженных событий высокого стояния уровня являются отложения, залегающие в основании берегового бара на высоте 15 м в Тайпаловском заливе. Значение ОСЛ возраста песков, слагающих его основание, 8100 лет ($8,1 \pm 0,8$ тыс. лет, RGI-1172). В лагуне за береговым баром примерно 7,7 тыс. лет назад (6910 ± 120 лет; 7760 ± 110 лет калиброванный возраст, ЛУ-9571) на высоте 12,5 м заканчивали накапливаться гиттии на песчаном основании, после чего началось заболачивание водоема с возрастом подошвы торфяника 7,4 тыс. лет.

Следующий замеченный подъем уровня озера произошел около 5 тыс. лет назад ($5,0 \pm 0,4$ тыс. лет назад, RGI-1172), если эта ОСЛ датировка верна, так как ИК-ОСЛ датировка этого же образца показала возраст $1,8 \pm 0,1$ тыс. лет (RLQG 2819-015), когда формировался береговой бар высотой до 22 м в Тайпаловском заливе. Этому подъему уровня соответствует по времени гиттия в торфянике Тайпаловского

залива возрастом 5,5 тыс. лет (4750 ± 140 лет; 5450 ± 180 лет калиброванный возраст, ЛУ-9569), которая отобрана с высоты 13 м над уровнем моря (Аксенов и др., 2025а).

Между этими подъемами уровня накапливался торф, что, вероятно, свидетельствует о падении уровня озера.

Подъем уровня озера около 3,5 тыс. лет назад зафиксирован ИК-ОСЛ датировкой $3,5 \pm 0,3$ тыс. лет (RLQG 2816-024) берегового вала на западном склоне полуострова мыса Стороженского. Сам вал имеет высоту 15 м над уровнем моря, но указанным возрастом датирована толща песка, которая слагает основание берегового вала и отличается по строению от его верхушки. Можно предполагать подъем уровня воды в озере в это время на высоту около 14—15 м. Последующей трансгрессией формы рельефа этого времени были размыты, и на них образовался аккумулятивный рельеф более молодого возраста. Вероятнее всего, этот подъем уровня случился в интервале времени 2,9—2,3 тыс. лет назад, когда уровень поднимался до высоты 17—18 м. В это время сформировался береговой вал на полуострове мыса Стороженского высотой 18—19 м, имеющий ИК-ОСЛ возраст 2,9 тыс. лет ($2,9 \pm 0,2$ тыс. лет, RLQG 2732-122). Во время дальнейшей регрессии образовался береговой вал возрастом 2,5 тыс. лет ($2,5 \pm 0,2$ тыс. лет, RGI-1174) высотой 12—13 м на склоне Тайпаловского залива.

Береговой вал с ОСЛ возрастом 2300 лет ($2,3 \pm 0,2$ тыс. лет, RLQG 2645-060) на высоте 13—15 м возник в Свирской губе на территории современного Нижнесвирского заповедника. Примерно в это время (2600 ± 110 лет назад; 2660 ± 150 лет назад калиброванный возраст, ЛУ-9568) накапливалась озерная гиттия на высоте 14 м среди торфяных масс болота на побережье Тайпаловского залива. Причем здесь гиттия переслаивается с торфом, что может свидетельствовать об осцилляциях уровня (Аксенов и др., 2025а). На 14—15-метровой террасе берега в бухте Моторной, вероятно, в это время накапливались озерные пески, так как они лежат под метровым слоем торфа с погребенной древесиной (радиоуглеродный возраст 2570 ± 50 лет, ЛУ-5388) в основании торфяника (Большиянов, 2018).

Следующий датированный береговой вал высотой 8—9 м на берегу Свирской губы имеет возраст 1,7 тыс. лет ($1,7 \pm 0,1$ тыс. лет, RLQG 2812-024) (Аксенов и др., 2025б).

Позднее событие высокого стояния уровня Ладожского озера фиксируется гиттией возрастом 1140 лет (1140 ± 90 лет; 1070 ± 100 лет калиброванный возраст, ЛУ-9564), залегающей на высоте 13—14 м в торфянике болота Гагарьего в Нижнесвирском заповеднике. Этот подъем уровня, вероятнее всего, перекрывал событие предшествующей трансгрессии, сформировавшей береговой вал 1,7 тыс. лет назад на высоте 8—9 м.

Для восстановления колебаний уровня озера интерес представляют датировки подзолистой почвы, полученные почвоведом (Абакумов et al., 2019) на низких береговых валах Свирской губы (см. рис. 5.6, Нижнесвирский заповедник). Из этих четырех радиоуглеродных датировок почв (70, 135, 455 и 1590 лет назад), как бы закономерно образованных на валах, все дальше отстоящих от береговой линии, сомнения вызывают две датировки. Возрастом 135 лет датирована почва, залегающая на высоком (7—9 м над уровнем моря) береговом валу, что вряд ли возможно, так как высота этого берегового вала показывает, что все ранее образованные почвы должны были быть смыты в результате повышения уровня озера 135 лет назад. Такое же сомнение есть и по поводу датировки возрастом 1590 лет почвы, залегающей на высоте 7 м над уровнем моря, которая также должна была быть смыта в резуль-

тате установленного повышения уровня озера 1140 лет назад. Из двух оставшихся датировок, первая (70 лет, на берегу Свирской губы, береговой вал высотой 6—7 м) подтверждается возрастом первой террасы той же высоты в бухте Моторной (70—90 лет), определенным радиоуглеродным методом по включениям в песок древесины со следами деятельности человека (Большаянов, 2018). Возраст почвы в 455 лет также вполне логичен в ряду других данных для берегового вала в Свирской губе на высоте 6,5—7 м.

Таким образом, на основании полученных данных можно в первом приближении построить кривую колебаний уровня Ладожского озера (рис. 5.7), показывающую, что на протяжении голоцена уровень воды в озере неоднократно находился на высотных отметках (часто одинаковых) вплоть до тылового шва террасы в бухте Моторной (21,5 м) или до высоты берегового бара в Тайпаловском заливе (22 м).

В этой непрерывной истории колебаний уровня Ладожского озера последние 2 тыс. лет высота подъема уровня воды была значительно меньше по сравнению с более древними отрезками голоцена, вероятно, потому что озеро после рубежа 3 тыс. лет назад, как принято практически всеми исследователями, получило сток в море с образованием протоки Невы (Ailio, 1915; Кошечкин, Экман, 1993; Малаховский и др. 1993 и др.). Когда же оно не имело стока по р. Неве в море, его уровень колебался на более значительных высотных отметках.

Ладожское озеро, находящееся на высоте 5 м над уровнем моря, несомненно, испытывало подпор со стороны моря около 4 тыс. лет назад, когда уровень Финского залива поднимался не менее чем на 10 м с формированием аккумулятивной террасы высотой 8 м под современными сестрорецкими дюнами. Терраса сложена горизонтально слоистыми песками (рис. 5.8) с ИК-ОСЛ возрастом $4,0 \pm 0,3$ тысяч лет (RLQG 2733-122). В песках обнаружены фрагменты морских диатомовых водорослей *Paralia grunowii* и диатомовые класса *Centricae*.

При подъеме уровня моря во время Литориновой трансгрессии до высоты не менее 20 м Ладожское озеро, несомненно, являлось морским заливом, что зафиксировано морскими отложениями Финского залива в районе пос. Чулково (у Выборгского залива), слагающими пляж на высоте 20 м над уровнем моря (рис. 5.9). Они представлены коричневыми пляжевыми песками, галечниками и гравийниками, дающими осыпь и залегающими на белесых волнисто-слоистых алевритовых

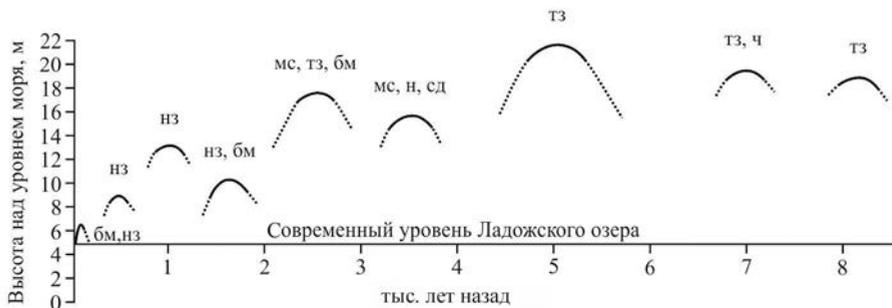


Рис. 5.7. Колебания уровня воды Ладожского озера за последние 8 тыс. лет.

Буквами над максимумами повышенный уровня обозначены места, в которых проведены исследования: тз — Тайпаловский залив; ч — Чулково; н — Нурмолицы; сд — сестрорецкие дюны; мс — мыс Стороженский; бм — бухта Моторная; нз — Нижнесвирский заповедник, Свирская губа.

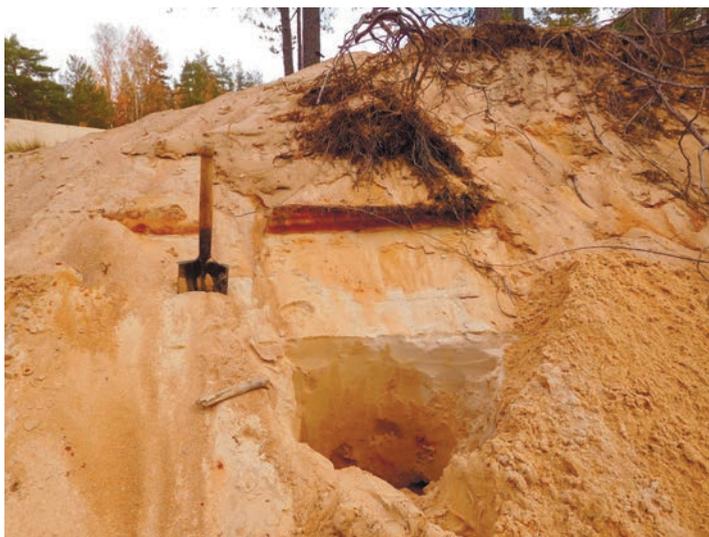


Рис. 5.8. Морские пески, слагающие террасу высотой 8 м над уровнем моря, погребенные дюной в г. Сестрорецке (60°47'40,9" с.ш., 29°57'22,5" в.д.).

песках, возраст которых определен ИК-ОСЛ методом и составил $6,9 \pm 0,5$ тыс. лет (RLQG 2412-086). Морское происхождение песков подтверждается составом диатомовой флоры. Как установила микропалеонтолог З.В. Пушина, в диатомовом комплексе преобладают типичные представители неритического планктона и литорали *Grammatophora* sp., *Thalassiosira* sp., присутствуют единичные створки пресноводных водорослей *Aulacoseira* sp., *Pinnularia microstauron*, *P.* sp., донные *Stauroneis phoenicenteron*, *Surirella* sp. В образце также обнаружены спикулы губок, цисты Chrysophytes.



Рис. 5.9. Морские отложения, вскрытые карьером в районе пос. Чулково (60°40'11,1" с.ш., 28°26'05,7" в.д., высота 20 м над уровнем моря по карте).

На восточной стороне Ладоги, к югу от деревни Нурмолицы, на абсолютно ровном поле высотой 20 м (по карте), которое было использовано под аэродром и выделяется белым цветом слагающих его песков Ладожской трансгрессии, был выкопан шурф (61°02'26,9" с.ш., 32°59'15,1" в.д.), в котором вскрыты горизонтально слоистые светло-серые пески. ИК-ОСЛ возраст песков на глубине 0,8 м составил $3,7 \pm 0,3$ тыс. лет (RLQG 2647-060). В них З.В. Пушиной определены диатомеи — единичные створки пресноводного обрастателя, алкалибионта *Rhopalodia gibba*. Эти водные отложения слагают террасу Ладожского озера высотой 20 м, и это свидетельствует о том, что 3,7 тыс. лет назад уровень Ладожского озера находился на высоте не менее 20 м над уровнем моря. Сравнивая эти данные с результатами исследования пляжевых осадков в карьере пос. Чулково на берегу Финского залива, можно сделать вывод о том, что уровень моря и, соответственно, Ладожского озера неоднократно в течение голоцена достигал современных высотных отметок около 20 м.

На о. Валаам в районе Вознесенской часовни (61°22'20,6" с.ш., 30°54'05,0" в.д., высота 25 м над уровнем моря) залегающие с поверхности красно-коричневые песчаные алевриты водного происхождения датированы ИК-ОСЛ методом возрастом $6,1 \pm 0,5$ тыс. лет (RLQG 2542-088), что также доказывает высокий уровень воды в озере в то время, несмотря на стремительные восходящие неотектонические движения острова.

Косвенным подтверждением непрерывных высокоамплитудных изменений уровня Ладожского озера в прошлом (связанных в том числе с изменениями уровня моря) служат его современные колебания с амплитудой до 4 м.

Показав результаты своих исследований, необходимо обратиться к ранее полученным многочисленным данным и выводам по проблеме колебаний уровня Ладожского озера в голоцене, которая является одним из фундаментальных вопросов палеогеографии Северо-Запада России. Несмотря на более чем вековую историю исследований, единого мнения по истории изменения уровня этого водоема до сих пор не существует. Еще в первой половине XX века финскими исследователями был выполнен анализ древних береговых линий Ладожского озера (Ailio, 1915; Нуурпää, 1943), на основе которого была подтверждена концепция гляциоизостатического перекоса, предложенная в конце XIX столетия шведским ученым Г. Де Геером (De Geer, 1893). Эти данные были дополнены советскими исследователями Б.И. Кошечкиным и И.М. Экманом, Д.Д. Квасовым, и опубликованы в монографии «История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки» (1989).

Большинство последующих реконструкций колебаний озера выполняются на основе этих материалов и представлений, согласно которым развитие Ладожского озера в голоцене определяется двумя трансгрессиями. Первый подъем уровня начался в раннем голоцене и соотносится с Анциловой трансгрессией, максимум которой на побережье Ладожского озера датируется временем 8,5 тыс. лет назад (Кошечкин, 1990). Ее береговые линии на северном побережье прослеживаются на отметках 20—22 м, а на южном обнаруживаются погребенными под более молодыми осадками (Шитов, 2007). После этого происходила глубокая регрессия озера, одновременно с которой на побережье образовывались многочисленные торфяники. Вторая, самостоятельная трансгрессия озера началась около 5 тыс. лет назад. Причину этой трансгрессии Й. Айлио (Ailio, 1915) и другие исследователи (Кошечкин, Экман, 1993; Saarnisto, Siiriäinen, 1970; Нуурпää, 1943) видели в гляциоизостатическом перекосе котловины, в результате которого произошло перекрытие стока

из Ладожского озера через Гейниокский пролив в Балтийское море. Ее максимум определяется периодом 3,1—2,8 тыс. лет назад (Малаховский и др., 1993). Подъем уровня воды на южном побережье озера составил от 14 до 23 м (Марков и др. 1934; Марков, 1949; Ailio, 1915; Шитов, 2007; Земляков, 1932; Шеффер, 1967), на северном — от 17 до 24 м (Ailio, 1915; История Ладожского..., 1989; Кошечкин, Экман, 1993). Последующая регрессия водоема связывается с возникновением р. Невы во время максимальной стадии Ладожской трансгрессии (Малаховский и др., 1993).

У предшествующих исследователей и современников нет единства мнений в отношении высоты трансгрессий, времени их наступления и тем более времени и амплитуды регрессий, так как последние трудно определяются. Однако и хронологическая основа не является единственным камнем преткновения для того, чтобы разобраться с колебаниями уровня Ладоги. Продолжаются споры о том, что считать древней береговой линией. Так, К.К. Марков (1934) ключевой ошибкой при определении высоты трансгрессий считал фиксацию береговой линии по отметкам гребней береговых баров и валов. По мнению других советских ученых (Зенкович, 1962; Леонтьев, 1961), за береговую линию палеобассейна следует принимать подножие берегового вала, поскольку сам вал образуется прибойным и штормовым накатом. По мнению И.С. Щукина (1974, с. 205), «...для того чтобы подводный вал мог стать надводным аккумулятивным образованием, требуется хотя бы временное, но достаточно длительное понижение уровня Мирового океана», то есть все береговые валы образуются под водой и переходят в наземное состояние в результате отступления моря. Это свидетельствует о том, что гребни береговых валов фиксируют наименьшую глубину моря при их происхождении.

Мнение более поздних исследователей сводится к тому, что береговые бары могут образовываться только над водой у уреза воды в водоеме (Бадюкова, Каплин, 1999), но они поддерживают положение о постоянном уровне моря или его постепенном подъеме в голоцене до современных отметок. Как показывают исследования береговых форм Ладожского озера (сравнительно небольшого водоема в масштабе Мирового океана), в нем происходят значительные для берегоформирования колебания уровня даже на современном этапе.

Все предшествовавшие оценки колебаний уровня Ладоги в голоцене базировались на радиоуглеродных датировках торфяников, перекрытых озерными гиттиями или подстилающих гиттии и пески, накопившиеся в озере. Датирование торфяников, гиттий радиоуглеродным методом приводит лишь к косвенным доказательствам времени трансгрессий, так как озерные осадки могут накапливаться не только непосредственно в Ладожском озере, но и в более мелких водоемах, формировавшихся на разных этапах развития побережий озера. Диатомовый метод исследований помогает избавиться от неопределенности в том, в каком именно водоеме происходило осадконакопление, но не предоставляет исчерпывающих доказательств озерных трансгрессий, так как далеко не все озерные осадки и торфяники содержат диатомовую флору.

Кроме того, сами торфяники зачастую могут и не служить доказательством континентального осадконакопления, то есть времени регрессий озерного водоема, так как за торф или погребенную почву часто принимаются органико-минеральные отложения, накапливавшиеся в водных условиях на дне тех частей водоемов, которые лишены активного течения воды. Такие отложения широко развиты на побережьях арктических морей, в устьях крупнейших сибирских рек (Большаянов и др., 2013).

Более того, современное накопление таких органо-минеральных осадков происходит и на современном побережье Ладожского озера в устьях водотоков при быстрых изменениях уровня озера. Поэтому ведущиеся на современном этапе споры о трансгрессиях Ладожского озера часто основываются на неправильном понимании сути осадконакопления таких отложений, которые называются торфом.

С учетом всех предшествовавших данных и результатов собственных исследований (Аксенов и др., 2025а, б; Большианов, 2018) нами предложен новый подход к выяснению колебаний уровня Ладожского озера в прошлом, который заключается в определении возраста береговых валов и баров, широко распространенных на побережьях как Ладоги, так и других озер, а также на морских берегах. Поскольку обычно сложенные песком береговые формы редко содержат органические остатки, по которым можно датировать отложения радиоуглеродным методом, целесообразно использовать метод оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ) для определения возраста песков, слагающих береговые валы. Казалось бы, это и есть путь к выявлению колебаний уровня водоемов. Однако и этот метод пока далек от идеального, так как ОСЛ возраст не является абсолютным и пока невозможно определить его точность. Об этом свидетельствует определение возраста одного и того же берегового вала в Тайпаловском заливе Ладожского озера и, более того, одного и того же образца песка из этого вала. Возраст песчаных отложений, определенный ОСЛ методом, оказался равным 5 тыс. лет, а ИК-ОСЛ возраст — 1,8 тыс. лет (см. выше). Для своих построений в данном случае пришлось выбрать возраст 5 тыс. лет (см. рис. 5.7), так как он наименее противоречит всем остальным датировкам, собранным в настоящем исследовании.

Обобщая вышесказанное, можно заключить, что точному определению колебаний уровня Ладожского озера в прошлом противостоит сразу несколько причин. Методы датирования не являются абсолютными, их неопределенности до сих пор велики. Датированный материал может не соответствовать ожидаемым или предполагаемым обстановкам осадконакопления: торф, например, может быть не накоплением органики в болоте, то есть в континентальных условиях, а слоёнкой, накапливающейся в водном бассейне с замедленным водообменом при частых колебаниях уровня водоема. Определение высоты изучаемых береговых форм рельефа до сих пор выполняется разными, но достаточно редко точными геодезическими методами. В большинстве опубликованных работ по колебаниям уровня Ладожского озера нет ссылок на геодезические методы определения уровня и отсутствуют упоминания, к какому именно уровню привязывались наблюдения береговых форм рельефа. Для Ладожского озера этот фактор чрезвычайно важен, так как современные колебания уровня озера лежат в пределах 4 м. До сих пор нет четкого понимания механизма образования таких береговых форм рельефа, как береговые валы и бары. Одни исследователи считают их подводными формами рельефа, другие — надводными, из-за чего невозможно коррелировать высоту подъемов и падений уровня воды морей и внутриконтинентальных водоемов, даже если остальные перечисленные неопределенности преодолены.

Таким образом, поставленная задача определения колебаний уровня морей или Ладожского озера в прошлом не может быть решена в одночасье. Однако накопленный материал свидетельствует о том, что колебания уровня внутренних водоемов и морей даже на незначительных отрезках времени существенны как по амплитуде, так и по повторяемости (см. рис. 5.7). Для Ладоги определены современные колеба-

ния уровня, достигающие 4 м, которые слабо зависят от поверхностного стока и часто обусловлены подземным стоком. Роль подземного стока до сих пор не оценена как для Ладоги, так и тем более для морей и океанов, например для Каспийского или Аральского морей (Кривошей, 1997). На примере Ладожского озера, как и других внутренних водоемов, находящихся на незначительной высоте над уровнем моря, вырисовывается синхронизация части событий повышения их уровней с морскими трансгрессиями. В связи с этим Ладожское озеро, которое получает приток с поверхностными водами суши и одновременно имеет заметное подземное питание, а также сильно зависит от колебаний уровня моря, может рассматриваться как модель колебаний уровня Мирового океана. Последний также, несомненно, зависит от подземного питания, меняет свой уровень периодически как синхронно, так и в зависимости от тектонического строения в разных его частях, а также в силу причин планетарного масштаба (геоидная эвстазия).

Глава 6

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В КРАЕВОЙ ЗОНЕ АНТАРКТИДЫ

Следы колебаний уровня моря в прошлом запечатлены в рельефе и отложениях немногочисленных небольших по площади свободных от оледенения участков краевой зоны Антарктиды, которая простирается от берега до 200—300 км в глубь материка и включает шельфовые и выводные ледники, а также близлежащие острова (Веркулич, 2011). В этой зоне на протяжении десятков и сотен тысяч лет происходили максимально быстрые и высокоамплитудные изменения антарктического оледенения. Последнее из таких крупных изменений — рост ледникового покрова во время последнего ледникового максимума (ПЛМ).

В период ПЛМ в краевой зоне шла комплексная денудация, преобразование или закрытие ледниковыми отложениями геологических свидетельств предшествующего ПЛМ времени интерстадиала Морской изотопной стадии 3 (МИС 3). Это служит одной из основных причин крайне редкой встречаемости здесь отложений МИС 3 в истинном залегании и, соответственно, сложности выполнения полноценных реконструкций изменения уровня моря периода МИС 3 в Антарктиде.

Окончание периода ПЛМ и дегляциация сопровождалась глобальным подъемом уровня моря, свидетельства которого сохранились на многих освобожденных ото льда участках антарктического побережья в виде разнообразных морских форм рельефа и отложений голоценового возраста. Однако, как и для периода МИС 3, реконструкция хода послеледниковых изменений уровня моря в краевой зоне Антарктиды осложнена из-за ряда дополнительных причин. Одна из них — отсутствие корректного представления о параметрах оледенения краевой зоны в периоды МИС 3 и ПЛМ и, соответственно, о влиянии изменений этих параметров на небольшие участки краевой зоны в контексте гляциоизостазии (опускание участков суши под ледниковой нагрузкой и компенсационное поднятие суши после снятия ледниковой нагрузки). Другая причина — суровость природных условий в краевой зоне Антарктиды, в связи с чем здесь накапливалось мало органического материала, необходимого для датирования возраста отложений, а значит, и для построения хронологических шкал природных событий в прошлом. Наконец, радиоуглеродная хронология морских событий в Антарктиде затруднена необходимостью внесения в результаты датирования морских отложений поправок величиной от сотен до нескольких тысяч лет, которые различаются в зависимости от района и типа датироваемого материала, — эта проблема решена лишь частично (Omoto, 1983; Gordon, Harkness, 1992; Berkman, Forman, 1996).

В настоящей главе представляются и обобщаются результаты отечественных и зарубежных палеогеографических исследований последних десятилетий (рис. 6.1), которые, несмотря на вышеуказанные проблемы, дают возможность выявить основные этапы и параметры изменений уровня моря в краевой зоне Антарктиды.

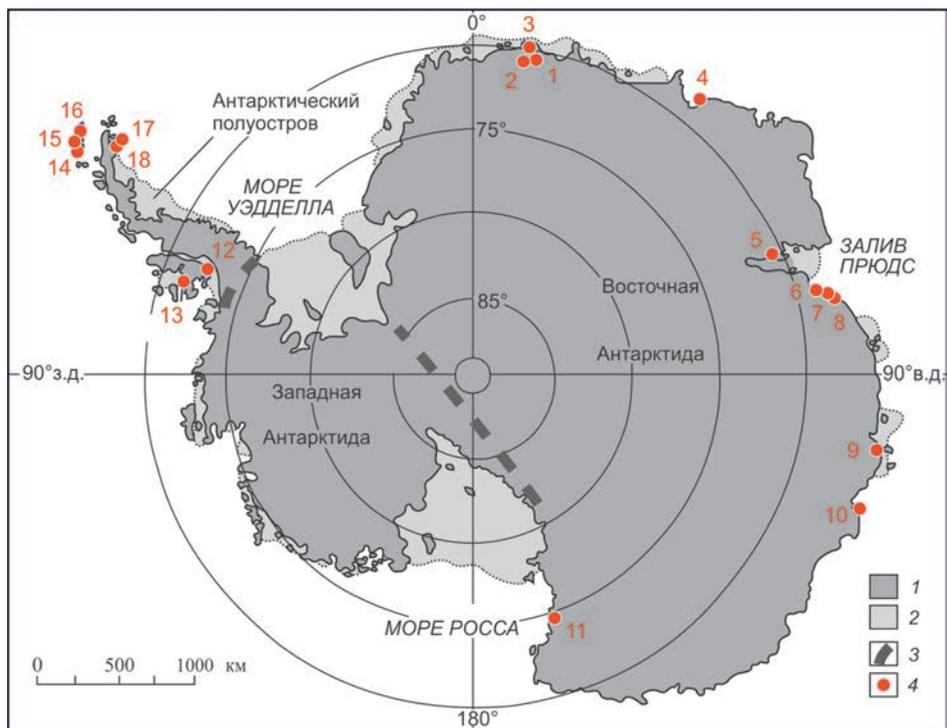


Рис. 6.1. Схема Антарктиды с районами исследований, упоминающимися в настоящей главе.

1 — оазис Унтер-Зе; 2 — горы Инзель; 3 — оазис Ширмахера; 4 — Берег Соя; 5 — массив Фишер; 6 — Холмы Ларсеманн; 7 — острова Реуэр; 8 — оазис Вестфолль; 9 — оазис Бангера; 10 — острова Уиндмилл; 11 — берег залива Терра-Нова; 12 — шельфовый ледник Георга IV; 13 — остров Александра; 14 — остров Ливингстон; 15 — остров Гринвич; 16 — остров Кинг Джордж; 17 — остров Вера; 18 — остров Джеймса Росса

I — ледниковые шиты, купола, выводные ледники; II — шельфовые ледники; III — условные границы между основными частями оледенения; IV — районы изучения рельефа и отложений.

6.1. Плейстоценовые изменения уровня моря в краевой зоне Антарктиды

6.1.1. Поздненеоплейстоценовые изменения уровня моря в районе острова Кинг Джордж (Западная Антарктида)

Остров Кинг Джордж — северный и самый крупный из Южных Шетландских островов, протянувшихся цепочкой параллельно северо-западной окраине Антарктического полуострова и отделенных от полуострова узким проливом Брансфилд, а от Южной Америки — проливом Дрейка (рис. 6.2). Представления о поздненеоплейстоценовых изменениях природной среды островов весьма ограничены. Первые оценки параметров их оледенения во время последнего ледникового максимума были даны по границам распространения подводных трогов и других неровностей дна прилегающего шельфа, а также по размещению форм ледниковой экзарации и каналов стока талых вод на суше (Sugden, Clapperton, 1977). В соответствии с ними поверхность ледников ПЛИМ достигала современных высотных отметок 600 м, подошва ледников налегала возле островов на морское дно в районе изобаты 200 м, островные ледники

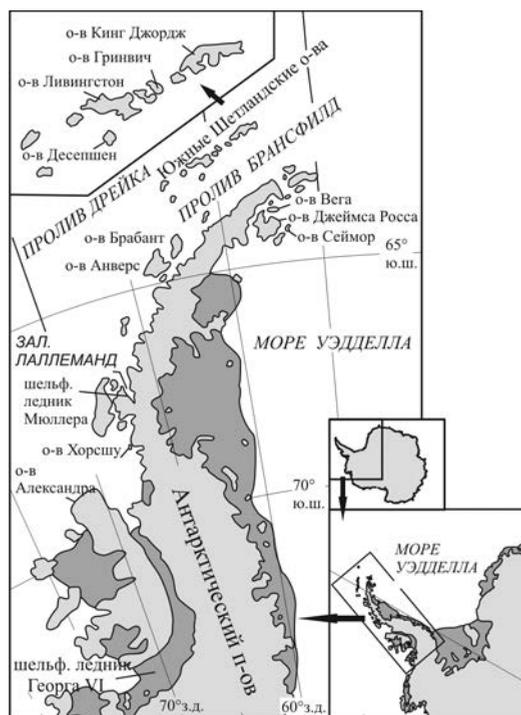


Рис. 6.2. Схема района Антарктического полуострова — моря Уэдделла с местоположением объектов, упоминающихся в настоящей главе.

не соединялись с континентальными ледниковыми массами. Большинство исследователей определяло временные границы максимального оледенения района периодом 20—14 тыс. лет назад (Birkenmajer, 1981; Clapperton, 1990; Sugden, John, 1973).

Другие данные о природных условиях позднего неоплейстоцена, в том числе об уровне моря периода интерстадиала (МИС 3), позволяющие обновить представления о развитии ПЛМ, были получены при изучении морских отложений полуострова Файлдс — крупнейшего свободного от оледенения участка острова Кинг Джордж (рис. 6.3). Сначала в нескольких точках с отметками около 24 м над уровнем моря были обнаружены и датированы ископаемые морские раковины и растения возрастом от 38 до 44 тыс. лет (Barsch, Mäusbacher, 1986; Mäusbacher, 1992). Их сохранность позволила сделать вывод о незначительном экзарационном воздействии и, соответственно, сравнительно небольшой мощности оледенения ПЛМ. Затем обломки раковин возрастом от 33 тыс. до более 47 тыс. лет были найдены у края ледникового купола Беллинсгаузена (Hall, 2007).

В ходе летних антарктических сезонов 2008—2014 гг. сотрудниками ААНИИ проводился поиск и отбор отложений интерстадиала полуострова Файлдс, а затем выполнялись их аналитические исследования (Веркулич и др., 2013, 2015). Радиоуглеродный возраст ископаемых морских раковин и водорослей, костей морских животных определялся в Санкт-Петербургском государственном университете (жидкостно-сцинтилляционный метод), в Лаборатории радиоуглеродного датирования г. Познань, Польша (AMS метод) и в Институте геологии и минералогии Уни-

верситета г. Кёльн, Германия (AMS метод). Виды морских водорослей определялись в Ботаническом институте им. В.Л. Комарова РАН. Виды морских моллюсков определялись в ЗАО «Поляргео». Диатомовый анализ отложений проводился в ААНИИ.

В истинном залегании отложения интерстадиала были обнаружены на высоте от 18 до 34 м над уровнем моря на мысах Марсела и Оскар и на склонах субширотно ориентированных долин шириной 50—150 м, выходящих к заливам Лобо Марино, Баллена и бухте Аделия (рис. 6.3). Отложения видимой мощностью от 1,5 до 2,5 м

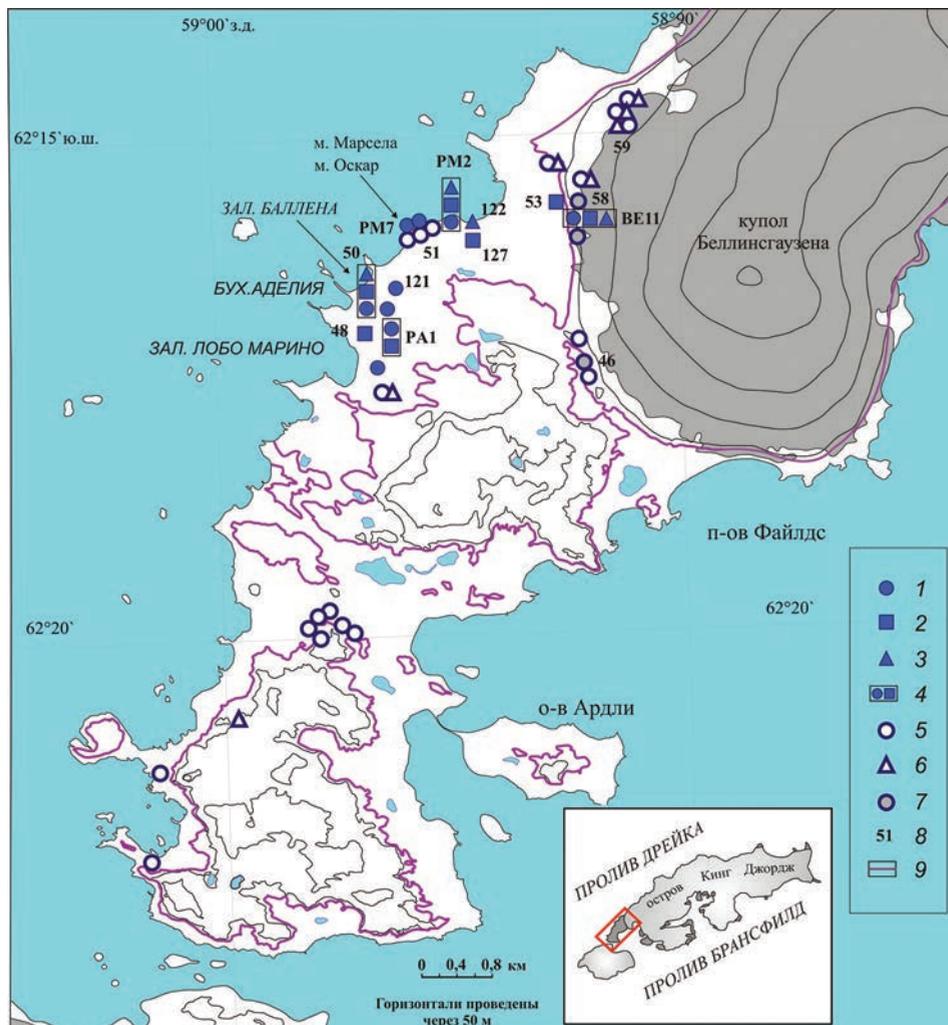


Рис. 6.3. Местоположение точек отложений интерстадиала (МИС 3) на полуострове Файлдс в соответствии с работой Веркулича и др. (2013) с изменениями и дополнениями.

1 — отложения с ископаемыми раковинами; 2 — отложения с ископаемыми водорослями; 3 — отложения с костными остатками; 4 — разрезы отложений с совместным присутствием флоры и фауны; 5 — обломки ископаемых раковин на поверхности; 6 — костные остатки на поверхности; 7 — обломки раковин в голоценовых отложениях; 8 — номера точек с датировками возраста отложений и также показанных на рис. 6.4; 9 — предполагаемый минимум высоты стояния уровня морских вод во время интерстадиала (горизонталь 40 м).

обнажаются вблизи бровок клифов, в поперечных эрозионных ложбинах в приустьевой части долин или в склонах средней части долин. Они сложены слоистыми песками, супесями, суглинками, глиной (иногда с обломочным материалом размером от гравия до валунов), содержащими обломки и целые створки раковин нескольких видов, прослой водорослей, кости морских животных (рис. 6.4). Эти освобождающиеся в некоторые летние сезоны от снежников фрагменты осадочной толщи несут следы воздействия нивационных, мерзлотных процессов; сохранив ис-



Рис. 6.4. Залегание и вид отложений интерстадиала (местоположение точек см. рис. 6.3).

а — общий вид залегания с номерами точек на мысе Марсела; *б* — кости кита в точке 122; *в* — залегание морских водорослей в точке 127; *г* — общий вид на точки PA1 и 48 на склоне долины; *д* — ископаемые водоросли в точке 48; *е* — ископаемые раковины в точке PA1; *ж* — вид на грядку возле ледника с отложениями в точке 53; *з* — отложения с морскими водоосями в точке 53; *и* — раковины и зуб тюленя из точки BE11 в морене.

тинное залегание, отложения часто имеют оскольчатую текстуру, а целые створки раковин в них очень хрупки. Морское происхождение отложений подтверждается, помимо макроостатков органики, результатами диатомового анализа: в них определены морские комплексы диатомей *in situ*, богатые по видовому составу и количеству (Веркулич и др., 2015). В соответствии с результатами датирования, эти отложения накапливались примерно в период 50—19 тыс. лет назад (рис. 6.5).

Фрагменты толщи отложений интерстадиала были найдены вблизи ледникового купола Беллинсгаузена. Один из них расположен на расстоянии 150 м от ледникового края на высоте 20 м над уровнем моря (точка 53 на рис. 6.3, 6.4). Он представляет собой подковообразную в плане грядку длиной около 30 м и высотой 0,7 м, сложенную супестью, суглинками с прослоями остатков морских водорослей

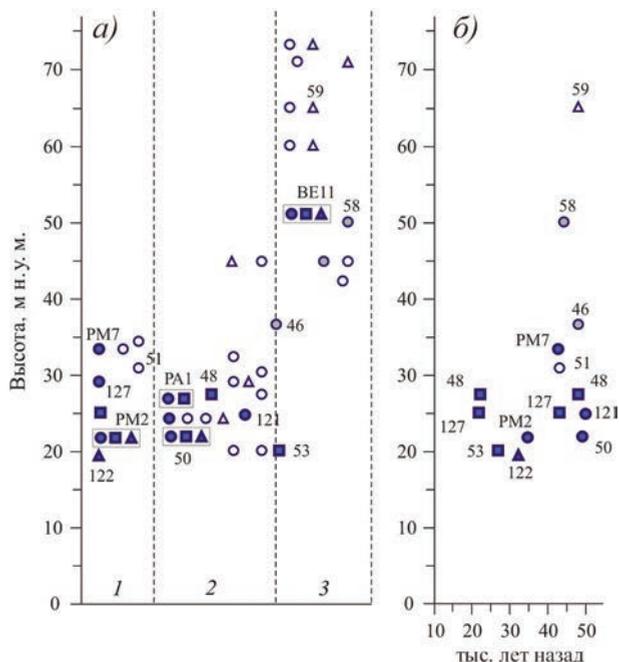


Рис. 6.5. Распределение по высоте (а) и соотношению высоты с радиоуглеродным возрастом (б) отложений интерстадиала (местоположение точек с номерами и условные обозначения см. рис. 6.3) в соответствии с работой Веркулича и др. (2013) с дополнениями.

Рис. а: 1 — точки на мысах; 2 — точки в долинах; 3 — точки вблизи и на моренном комплексе ледникового купола Беллинсгаузена.

Dismarestia возрастом около 26,6 тыс лет (см. рис. 6.5); в диатомовом комплексе отложений определено 15 морских видов диатомей (Веркулич и др., 2015). Судя по сохранности первичной тонкой слоистости, блок этих рыхлых отложений испытал ледниковое воздействие лишь в виде сдвига на несколько десятков метров. Рядом, на краю ледника, на высоте 51 м над уровнем моря подобные отложения мощностью около 2 м с волокнами водорослей, ископаемыми раковинами включены в остаток глетчерного льда в точке BE11 (см. рис. 6.3, 6.5). Наличие в них складок и ледяных прослоев может свидетельствовать об их включении в ледниковое тело (вморожены?) и последующем перемещении.

Картину первичного распространения и последующего преобразования отложений интерстадиала на полуострове Файлдс дополняют находки морских раковин и костных остатков в переотложенных осадках и на поверхности. В точках 46, 58 (см. рис. 6.3) в разрезах слоистых песков, супесей, суглинков мощностью до 1,5 м содержатся обломки раковин возрастом 45 тыс. и 48 тыс. лет в точках 46 и 58 соответственно (см. рис. 6.5). Изучение диатомовой флоры во вмещающих осадках выявило наличие пресноводных диатомовых комплексов, что говорит о формировании осадков в речных долинах или озерах, то есть о переотложении раковин. Расположение точек 58 и других на морене подразумевает также последующее перемещение отложений ледником. В точке 46 (дно долины у ледника) водно-ледниковые осадки с обломками раковин перекрыты осадками, накапливавшимися в приледниковом водоеме примерно с 9,3 тыс. лет назад.

Большинство находок на поверхности мысов и склонов долин попадают в интервал высот распространения отложений интерстадиала в истинном залегании; лишь в трех точках обломки раковин и кость кита расположены на высоте около 45 м над уровнем моря (см. рис. 6.5). На краевых моренах ледникового купола Беллинсгаузена обломки раковин и костные остатки обнаружены на высоте 42—75 м над уровнем моря.

Отнесение всех этих находок к периоду интерстадиала обосновывается несколькими соображениями. Их положение значительно выше максимума подъема морских вод до 20 м над уровнем моря в ходе голоценовой трансгрессии (Полещук и др., 2016). На мысах и в долинах большинство из них расположены возле мест залегания отложений интерстадиала *in situ*. Обломки раковин на поверхности схожи с видами раковин из обнажений отложений интерстадиала, представляя виды *Balanus improvisus* (Darwin, 1854), *Laternula elliptica* (King & Broderip, 1831), *Venus* sp., *Nacella magellanica* (Gmelin, 1971), *Aquiyoldia* sp., *Mya* sp., *Panopea* sp. Наряду с типичностью большинства этих видов для шельфа Антарктиды в плейстоцене и голоцене, ископаемые *Balanus improvisus* (Darwin, 1854) и *Venus* sp. здесь не встречались ранее, а сейчас обитают в районах с умеренной температурой вод на шельфе Южной Америки. Наконец, значения радиоуглеродных датировок обломков раковин с поверхности мыса и костных остатков с поверхности морены попадают в период интерстадиала (точки 51, 58, 59 см. на рис. 6.3, 6.5).

В соответствии с результатами биологических исследований в заливе Коллинз оптимальной для обитания моллюска *Laternula elliptica* (King, Broderip, 1831) в районе является глубина 5—30 м (Ahn, 1994). В точке PM7 (см. рис. 6.3, 6.5) раковины этого вида найдены в истинном залегании на абсолютных отметках около 33,5 м, что означает подъем морских вод в районе острова Кинг Джордж в период интерстадиала по меньшей мере до современной высоты — около 40 м над уровнем моря. Значительная часть поверхности северо-западного побережья полуострова Файлдс в интервале высоты 30—50 м над уровнем моря представлена волнистой равниной шириной до одного километра, которая определена как абразионная поверхность (Орлов, 1972; Симонов, 1975). Несмотря на совпадение этого интервала с высотой уровня моря в период интерстадиала, мы склонны отнести формирование абразионной поверхности в целом к более древнему времени исходя из вложенного залегания отложений интерстадиала в прорезающих эту поверхность долинах.

При подъеме морских вод до современной горизонтали 40 м полуостров Файлдс превращался в группу островов (см. рис. 6.3). Отложения интерстадиала в истинном залегании обнаружены в районе внедрения моря в пределы современной суши, где уклон морского дна в целом был пологим. Самые благоприятные условия для обитания и захоронения в осадках фауны и флоры существовали здесь, вероятно, в приустьевых депрессиях подводных долин и возле бровок подводных склонов — в местах минимальной волноприбойной активности или выпахаивающей деятельности морского льда.

Большинство точек с высыпками ископаемых раковин и костных остатков на поверхности склонов долин и осыпей расположены также ниже современной горизонтали 40 м. Однако они находятся возле береговой линии интерстадиала, где уклон дна был довольно крутыми. Вероятно, мощность морских отложений здесь была небольшой, а после выхода на дневную поверхность они активно преобразовывались склоновыми (в том числе, с участием солифлюкции) и эрозионными процессами.

Положение находок отложений интерстадиала выше горизонтали 40 м объясняется ледниковой деятельностью. Положение отложений интерстадиала выше

горизонтали 40 м, приуроченных к краевым моренам купола Беллинсгаузена, указывает на их включение в тело ледника и перемещение. Областью их первичного накопления могли быть участки современного ложа ледника с абсолютными отметками ниже 40 м, наличие которых установлено с помощью радиолокационных исследований (Говоруха и др., 1974; Rückamp et al., 2011). Это предполагает значительное отступление края ледникового купола Беллинсгаузена во время интерстадиала.

Диатомовые комплексы отложений интерстадиала отражают прибрежные холодноводные условия с проникновением океанических вод (Веркулич и др., 2015). Их сравнение с современными диатомовыми биоценозами и диатомовой флорой голоценовых осадков в заливах у острова Кинг Джордж (Ligowski, 1998; Rzepecki et al., 2011) не выявило принципиальных различий, хотя число видов в комплексах интерстадиала меньше, чем в современных диатомовых биоценозах. Главной особенностью комплексов интерстадиала является незначительное количество видов рода *Chaetoceros*, высокая концентрация которых в современных биоценозах отражает стабильные гидродинамические условия (Stockwell, 1991). Наряду с этим, для развития обнаруженных в отложениях интерстадиала раковин *Balanus improvisus* (Darwin, 1854), представителей *Venus* sp., была необходима температура воды, более высокая, чем наблюдающаяся ныне на мелководном шельфе исследуемого района. Найденные нами костные остатки времени интерстадиала принадлежали китам, морским котикам, тюленям Уэдделла, которые встречаются на берегах острова Кинг Джордж в настоящее время.

Таким образом, результаты наших исследований показывают, что условия накопления отложений интерстадиала (МИС3) были, по крайней мере, не холоднее и суровее условий, наблюдающихся в районе острова Кинг Джордж сейчас. Во время подъема уровня моря до 40 м ледниковый купол Беллинсгаузена мог сильно сокращаться или полностью исчезать. Можно также заключить, что в период интерстадиала заметно уменьшалась как общая площадь, так и размеры оледенения острова Кинг Джордж.

Результаты изучения морских отложений интерстадиала позволяют представить некоторые черты оледенения ПЛМ на острове Кинг Джордж. Минимальные значения возраста получены при радиоуглеродном датировании остатков водорослей в истинном залегании из разрезов отложений в точках 48 и 127 жидкостно-сцинтилляционным методом (см. рис. 6.3, 6.5). Однако повторное датирование этих образцов методом AMS дало гораздо более древние значения возраста. К сожалению, невозможно установить, какие из полученных значений более точны. Поэтому нам остается принять к рассмотрению все значения, допуская предположение о неполном перекрытии острова Кинг Джордж оледенением до 19 тыс. лет назад, что не противоречит существовавшим ранее представлениям (см. п. 6.1.1). В то же время распространение морских вод 19 тыс. лет назад до абсолютных высотных отметок около 22 м (см. рис. 6.3) плохо согласуется с представлениями о глобальных изменениях уровня океана в этот период (Bentley, 1999).

Хорошая сохранность отложений интерстадиала с ископаемой флорой и фауной *in situ*, находящихся на расстоянии всего 1—2 км от края ледникового купола Беллинсгаузена, подтверждает ранее высказанное предположение о слабой экзарационной деятельности ледников ПЛМ (Barsch, Mäusbacher, 1986; Mäusbacher, 1992); вероятно, оледенение ПЛМ на полуострове Файлдс было маломощным и «холодным», способствуя консервации морских отложений интерстадиала в некоторых местах. Кроме того, помимо современного моренного комплекса купола Беллинсгаузена, в пределах полуострова нет ледниковых форм рельефа, которые указывали бы

на однонаправленное, стадийное разрастание или сокращение ледникового покрова с одной вершинной зоной аккумуляции. Помимо области купола Беллинсгаузена, центры аккумуляции льда могли находиться на высоких массивах в центральных районах полуострова, а также на широкой мелководной поверхности шельфа, прилегающей к полуострову с запада (Sugden, Clapperton, 1977).

6.1.2. Поздненеоплейстоценовые изменения уровня моря в районе Холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида)

Холмы Ларсеманн — относительно небольшой восточно-антарктический оазис, расположенный на берегу залива Прюдс (см. рис. 6.1). Свободная от покровного оледенения территория оазиса общей площадью около 50 км² состоит из островов и полуостровов (крупнейшие полуострова — Сторнес и Брокнес), ограниченных на юге склоном ледникового щита, а на юго-востоке полуострова Брокнес — языком выводного ледника Далк (рис. 6.6). Рельеф оазиса в целом представляет собой структурно-денудационный мелкосопочник с несколькими короткими долинами; высотные отметки здесь обычно не превышают 60—70 м над уровнем моря, а вблизи ледникового края достигают 180 м.

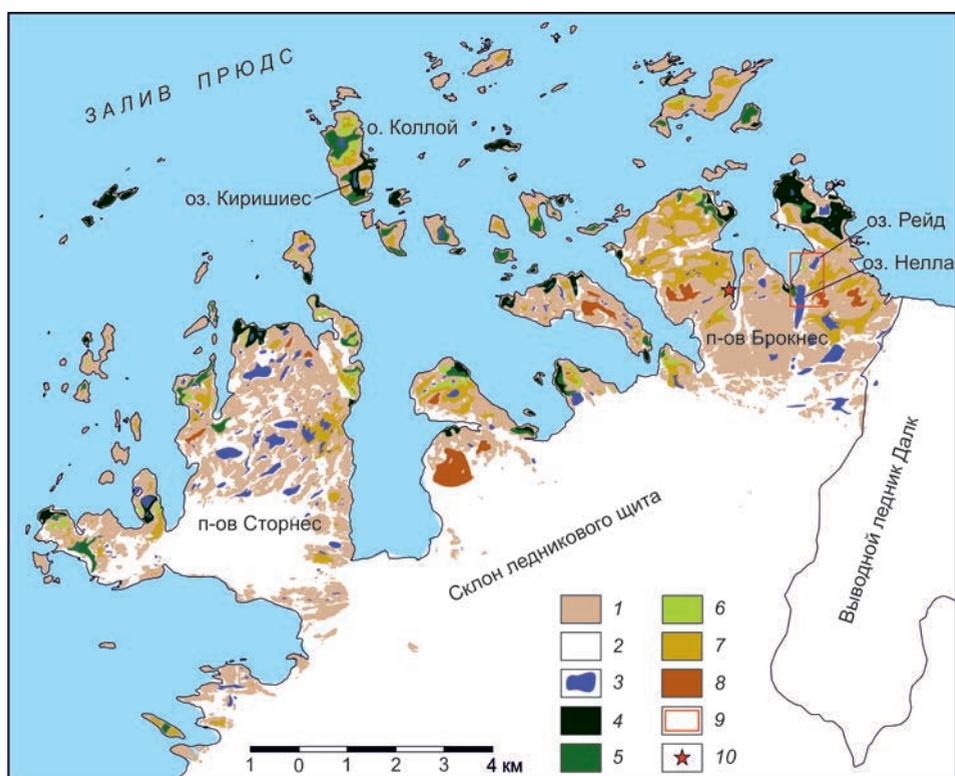


Рис. 6.6. Схема оазиса Холмы Ларсеманн с указанием распространения морских террас, района бурения скважин и местоположения шурфа, упоминаемых в тексте.

1 — свободная от ледников суша; 2 — поверхности ледников и снежников; 3 — озера; 4 — террасы высотой до 18 м; 5 — террасы на высоте 25—35 м; 6 — террасы на высоте 40—45 м; 7 — террасы на высоте 50—65 м; 8 — террасы на высоте 80—100 м; 9 — район бурения скважин; 10 — местоположение шурфа в поверхностных отложениях.

Основным объектом палеогеографических исследований в оазисе были донные отложения многочисленных озер. Полученные значения радиоуглеродных датировок возраста этих отложений показали, что оледенение территории во время ПЛМ имело незначительную мощность и часть оазиса вообще не перекрывалась в это время ледниковым покровом (Burgess et al., 1994, 1997; Hodgson et al., 2001, 2005, 2006). В некоторых озерах, расположенных на небольших высотах над современным уровнем моря, были также обнаружены отложения возрастом 26650—28750 лет, которые накапливались в морских условиях и, таким образом, свидетельствуют о подъеме относительного уровня моря в районе во время интерстадиала МИС 3 (Hodgson et al., 2009).

В 2011—2012 гг. сотрудники ААНИИ провели буровые работы в районе озер Рейд и Нелла, в результате которых удалось отобрать керны разрезов мерзлых отложений из пяти скважин. Озера Рейд и Нелла, а также осушенная перемычка между ними, лежат в короткой, практически замкнутой долине, которая простирается в целом с севера на юг (рис. 6.7). Поверхность перемычки поднимается от озера Нелла (18,0 м над уровнем моря) к озеру Рейд (30,5 м над уровнем моря). Скважина 7 расположена в центральной части перемычки. У северного края перемычки вдоль берега озера Рейд тянется холмообразное возвышение высотой до 5,5 м над уровнем озера Рейд (конечная морена); на этом холме были пробурены скважины 1, 2 и 6. Западная и восточная стороны долины Нелла — Рейд представлены крутыми склонами, сложенными коренными горными породами и поднимающимися до отметок

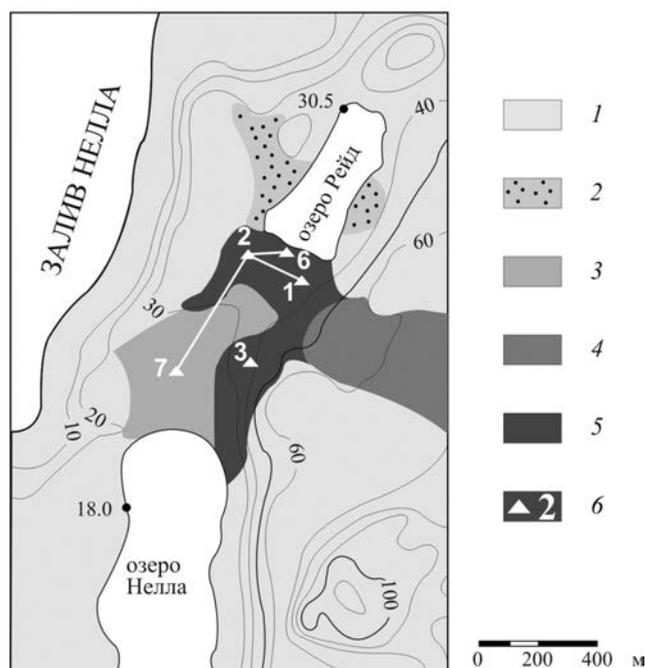


Рис. 6.7. Схема района бурения скважин с их номерами (местоположение района см. рис. 6.1) в соответствии с работой Demidov et al. (2025) с изменениями.

1 — выходы на поверхность коренных пород; 2 — поверхность озерной террасы; 3 — поверхность повышающейся с юга на север перемычки между озерами; 4 — язык поверхностной морены; 5 — возвышенности конечной и боковой морены; 6 — местоположение и номера скважин.

110 м к востоку. С восточной стороны скалы частично перекрыты мореноподобной террасой (боковой мореной), на которой расположена скважина 3. С западной стороны, ближе к северной части берега озера Нелла, в скальном обрыве имеется узкая щель, контролирующая уровень озера.

Бурение скважин и отбор из них кернов выполнялись буровой установкой УКБ-12/25 «всухую», без промывки и продувки, что обеспечило сохранение мерзлого состояния извлеченных отложений для их корректного литологического описания и предотвращения их химической и биологической контаминации (Демидов и др., 2013). Лабораторные исследования отложений включали: анализ водной вытяжки (содержание и состав водорастворимых солей, значения pH); электронное микроскопическое сканирование формы и поверхностных механических повреждений зерен кварца и полевого шпата; определение содержания метана и углерода, расчет коэффициента криогенной контрастности (ККК); определение ископаемых микрофоссилий; диатомовый анализ; радиоуглеродное AMS датирование возраста отложений (Демидов и др., 2013; Demidov et al., 2025).

Как видно из рис. 6.8, керны из скважин представляют разрезы рыхлых отложений от дневной поверхности до коренных скальных пород. В соответствии с ли-

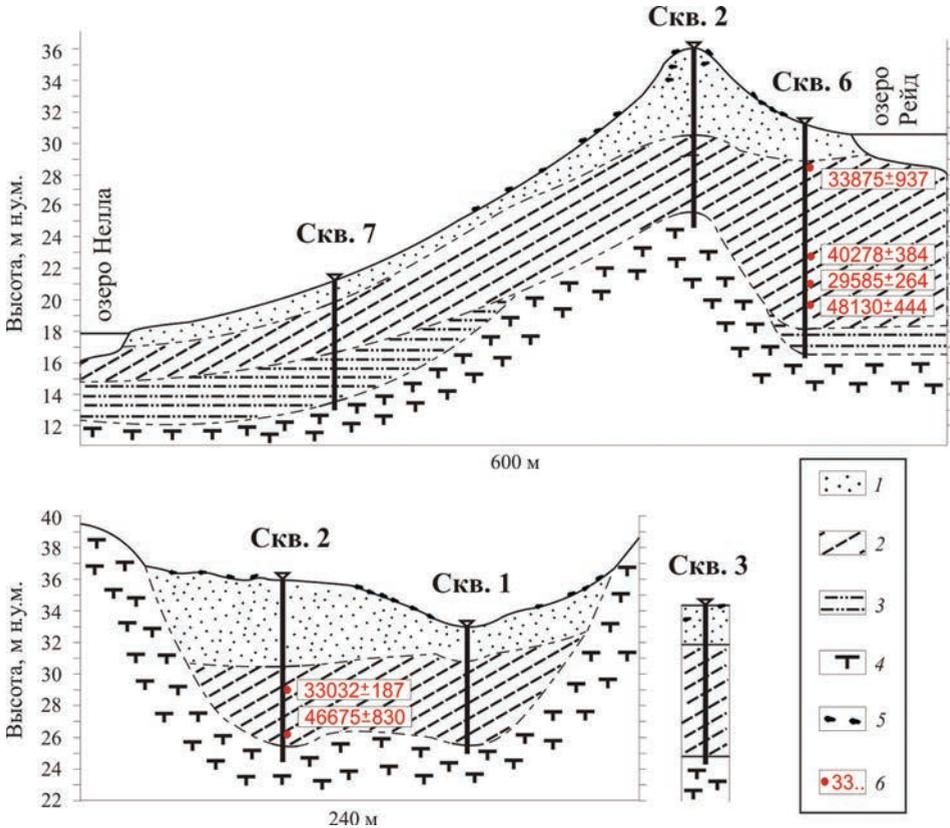


Рис. 6.8. Схематические разрезы отложений по профилям между скважинами (см. рис. 6.7) в соответствии с работой Demidov et al. (2025) с изменениями и дополнениями.

1 — толщина отложений А; 2 — толщина отложений Б; 3 — толщина отложений В; 4 — коренные скальные породы; 5 — крупные обломки, валуны; 6 — места отбора и возраст (число лет) образцов отложений из кернов.

тологическими характеристиками и комплексными результатами аналитических исследований, ранее подробно приведенными в публикации Н.С. Демидова и соавторов (Demidov et al., 2025), эти разрезы представлены тремя толщами отложений, различающихся по времени и условиям их формирования.

Толща В, залегающая на границе с коренными породам в скважинах 6 и 7, имеет морское происхождение, что подтверждается, прежде всего, результатами диатомового анализа. В ее отложениях определены исключительно морские диатомовые водоросли (Демидов и др., 2013), среди которых стратиграфически важные виды *Thalassiosira inura*, *T. torokina*, *Actinocyclus ingens/ochotensis* group, *Actinocyclus* sp. cf. *actinochilus*, *Fragilariopsis barronii*, *Rouxia diploneides* составляют диатомовый комплекс, схожий с диатомовыми зонами *Thalassiosira inura* и *Fragilariopsis barronii* Южного океана раннего плиоцена (Gersonde, Burckle, 1990; Baldauf, Barron, 1991; Bohaty et al., 2003; Scherer et al., 2007; Cody et al., 2008). Кроме того, морское происхождение толщи В подтверждается самыми высокими значениями минерализации ее отложений среди всех изученных образцов из разрезов (Demidov et al., 2025).

Отложения верхней в разрезах толщи А интерпретируются как ледниковые на основании в первую очередь геоморфологических и литологических данных (Демидов и др., 2013; Demidov et al., 2025). По своей форме долина Нелла — Рейд имеет сходство с классической ледниковой долиной, где границы последнего продвижения по ней ледника зафиксированы дугообразной возвышенностью (холмом) с обращенной к северу выпуклостью (конечная морена; скважины 1, 2 и 6) и террасовидной боковой мореной, на которой пробурена скважина 3 (см. рис. 6.7, 6.8). Ледниковый генезис толщи А подтверждается наличием в ней многочисленных эрратических валунов с хаотичной ориентацией и различной степенью выветривания, а также плохой сортировкой осадка с преобладанием угловатых или субугловатых форм зерен в песчаной фракции. В этой толще регистрируется низкое содержание метана и общего углерода и очень редки окаменелые микрофоссилии; низкие значения коэффициента криогенной контрастности (ККК) указывают на однократное отложение и промерзание, а также на сравнительно молодой возраст отложений. Диатомовая флора в отложениях небогата и представлена пресноводными видами; морские диатомеи очень редки, встречаясь лишь в виде поврежденных фрагментов (Демидов и др., 2013).

Характеристики отложений толщи Б указывают на ее накопление в условиях воздействия как морских, так и пресных вод (Demidov et al., 2025): в отложениях содержится смесь морских и пресноводных видов диатомей; повышенное содержание метана во всех образцах этой толщи может свидетельствовать о ее формировании и в морских, и в пресноводных условиях (Rivkina et al., 2007); высокое содержание органического углерода в отложениях (на порядок выше, чем в толщах А и В) говорит об их формировании в водной среде, а не в аэральных или ледниковых условиях; слоистость отложений и наличие многочисленных округлых форм кристаллических зерен, не встречавшиеся в толщах А и В, отражают высокоэнергетическую обстановку осадконакопления в водном потоке или в прибрежных условиях водоема (моря, озера); значения общей минерализации водной вытяжки для отложений толщи Б значительно ниже, чем для толщи В (морской генезис), и заметно выше, чем для толщи А (ледниковый генезис). Это свидетельствует против исключительно морских или пресноводных условий осадконакопления. Обобщая все эти параметры отложений, можно сделать предположение об озерно-лагунных условиях формирования толщи Б, когда пресная озерная вода смешивалась с морской водой во

время приливов, или о лагунном типе осадконакопления, когда морская вода разбавлялась талой водой из соседних ледников, снежных полей или пресноводных озер, расположенных выше.

Основываясь на результатах наших и предшествующих исследований в обширном прибрежном районе залива Прюдс, можно реконструировать несколько этапов изменения здесь уровня моря. Присутствие диатомовых комплексов раннего плиоцена в морских отложениях толщи В предполагает повышение уровня моря в это время минимум на 26 м над его современным уровнем, что соответствует высоте поверхности возвышения коренных пород между озерами Рид и Нелла (см. рис. 6.7, 6.8). Это согласуется с реконструкциями раннеплиоценового высокого стояния уровня моря в оазисах Холмы Ларсеманн и Холмы Вестфолль (Harwood et al., 2000; McMinn, Harwood, 1995), а также с выделением плиоценовых морских интервалов в грабене Ламберта по переработанным диатомовым водорослям в формации Бардин-Блаффс в оазисе Эмери, горы Принс-Чарльз (Whitehead et al., 2004).

Высокое обилие бентосных видов диатомей в толще В предполагает осадконакопление на мелководье глубиной до 50 м. Относительно низкая численность диатомовых водорослей, ассоциированных с морским льдом (*Synedropsis fragilis*, *S. recta*, *Fragilariopsis curta*, *F. sublinearis*), и присутствие в отложениях современных планктонных неритических таксонов открытой воды залива Прюдс *Thalassiosira gracilis*, *T. gracilis* var. *expecta*, *T. margaritae* свидетельствуют о том, что летом температура поверхности моря была выше, чем сейчас (Harwood et al., 2000). Прерывистое распространение толщи В, значительный временной перерыв между толщей В и Б могут быть следствием эрозии верхней части толщи В в результате многократной экспансии ледников на территорию Холмов Ларсеманн.

Верхняя часть озерно-лагунных отложений толщи Б, сформированной, согласно результатам радиоуглеродного датирования, примерно 48,1—29,6 тыс. лет назад, находится на высоте 32 м над современным уровнем моря (см. рис. 6.8). Следовательно, относительный уровень моря во время интерстадиала МИС 3 должен был превышать современный уровень моря по меньшей мере на 32 м. В предыдущих исследованиях (Hodgson et al., 2009) были описаны морские отложения, отложившиеся 33,2—31,4 тыс. лет назад на высоте 8 м над уровнем моря в озере Киришиес, расположенном на острове Коллой на расстоянии 5 км к западу от полуострова Брокнес (см. рис. 6.6). Однако следует учитывать, что верхняя часть морских отложений интерстадиала могла быть удалена из этой озерной котловины в ходе последующего оледенения или в период дегляциации, водно-ледниковой эрозии и трансформации озера в пресноводный водоем, а значит, высота 8 м не является четким индикатором предельного повышения уровня моря во время МИС 3.

Дополнительные доказательства значительного повышения уровня моря в период интерстадиала были получены благодаря геоморфологическим исследованиям сотрудников ААНИИ в оазисе Холмы Ларсеманн в 2021—2023 гг. (Правкин и др., 2025). Они позволили выделить минимум пять высотных уровней распространенных здесь террас и других следов морского воздействия разного времени: до 18, 23—35, 40—45, 50—65 и 80—100 м над уровнем моря (см. рис. 6.6). Интервал высоты до 18 м над уровнем моря представлен молодыми пляжами и террасами, которые формировались в послеледниковое время (с раннего голоцена); останцы террас в высотных интервалах 50—65 и 80—100 м над уровнем моря, по-видимому, свидетельствуют о морских трансгрессиях плиоцена и раннего плейстоцена (McMinn, Harwood, 1995).

С морскими событиями интерстадиала МИС 3 связаны, вероятнее всего, террасы в высотных интервалах 23—35, 40—45 м над уровнем моря. На это указывают результаты изучения отложений из шурфа глубиной 75 см, заложенного на поверхности отчетливо выраженной в рельефе террасы высотой 45 м над уровнем моря на полуострове Брокнес в точке с координатами 69°23'25,6" ю.ш., 76°20'03,9" в.д. (см. рис. 6.6). В шурфе были обнаружены явные следы водного осадконакопления: нижний слой толщиной 27 см представляют собой тонкое горизонтальное переслаивание рыжих тонко-, мелко- и среднезернистых песков с серыми тонко- и мелкозернистыми песками, насыщенными алевритом и содержащими комплекс морских диатомей с небольшим количеством пресноводных видов, а также спикул губок. ИК-ОСЛ возраст отложений на глубине 57—61 см составил $25,5 \pm 2,0$ тыс. лет (RLQG 2818-024) (Правкин и др., 2025).

Указанные выше результаты геоморфологических и геологических исследований позволяют заключить, что во время интерстадиала МИС 3 морские воды могли достигать в районе оазиса Холмы Ларсеманн современных высотных отметок минимум 40 м, и в период максимального подъема уровня моря площадь суши оазиса значительно сокращалась (рис. 6.9).

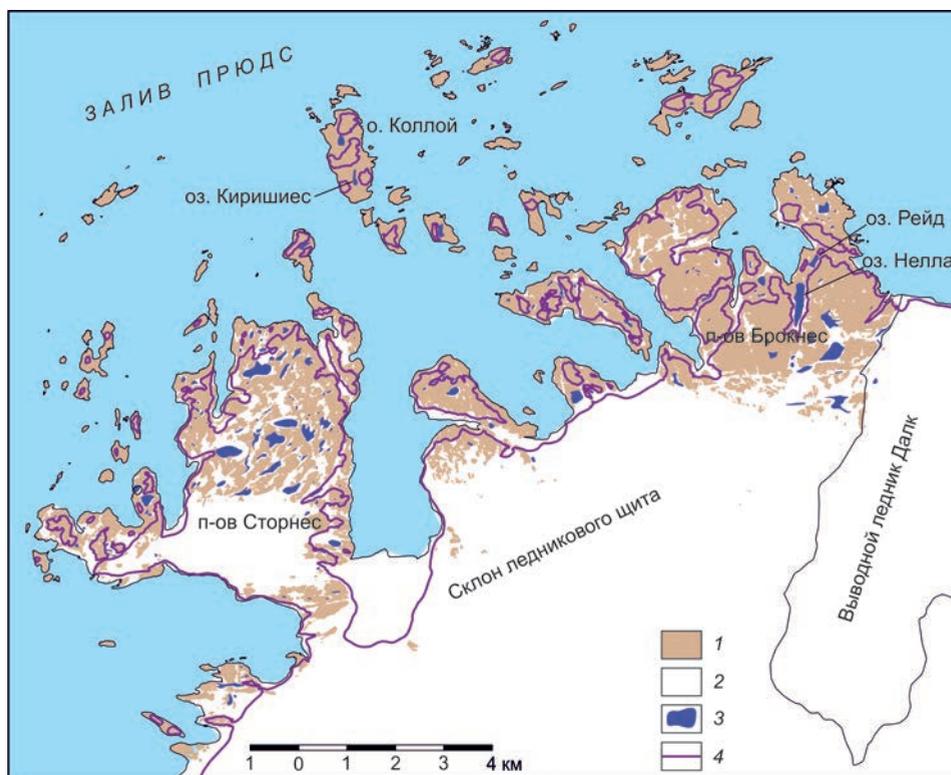


Рис. 6.9. Предполагаемая высота подъема морских вод в период интерстадиала МИС 3 в районе оазиса Холмы Ларсеманн.

1 — свободная от ледников современная суша; 2 — современные поверхности ледников и снежников; 3 — современные озера; 4 — горизонталь 40 м — предполагаемая высота подъема морских вод в период интерстадиала МИС.

Получить более точную реконструкцию кривой изменения относительного уровня моря в это время и выявить период максимального подъема уровня пока невозможно в связи с недостаточным количеством и погрешностями имеющихся определений возраста отложений интерстадиала, а также из-за сноса или переработки отложений МИС 3 в ходе оледенения ПЛМ и дегляциации района. Имеющиеся данные позволяют только предположить, что снижение относительного уровня моря началось не ранее 27—25 тыс. лет назад и это снижение было довольно быстрым. Косвенным подтверждением последнего предположения может служить обнаружение мхов на северном крае озера Нелла, которые были датированы возрастом 24950 лет (Burgess et al., 1994).

6.1.3. Изменения уровня моря в краевой зоне Антарктиды в период интерстадиала МИС 3

Наиболее полные на сегодняшний день сведения о положении относительного уровня моря и условиях интерстадиала МИС 3 в краевой зоне Антарктиды предоставили исследования рельефа и отложений острова Кинг Джордж (Западная Антарктика) и оазиса Холмы Ларсеманн (Восточная Антарктида) — см. п. 6.1.1 и 6.1.2. Основные результаты исследований в обоих районах оказались одинаковыми: подъем уровня морских вод во время МИС 3 до высоты не менее 40 м над современным уровнем моря и морские условия, близкие к современным. С учетом того что рассматриваемые районы расположены практически на противоположных сторонах материка (см. рис. 6.1), на расстоянии несколько тысяч километров друг от друга, на разных широтах и в разной обстановке ледникового окружения и суровости климата, полученный результат позволяет сделать следующие предположения. В период интерстадиала МИС 3 уровень морских вод в краевой зоне Антарктиды мог быть выше современного на несколько десятков метров; при повышении относительного уровня моря линия налегания ледников на дно смещалась на юг и размеры наземного оледенения краевой зоны могли быть меньше, чем сейчас; природные условия в краевой зоне Антарктиды во время МИС 3 не сильно отличались от современных. Оценить достоверность этих предположений можно при рассмотрении приводимых ниже результатов других палеогеографических исследований, прямо или косвенно связанных с реконструкцией условий интерстадиала МИС 3.

Бесспорное свидетельство подъема относительного уровня моря во время МИС 3 было получено при изучении отложений морских террас и пляжей, развитых до высоты около 20 м над уровнем моря в районе Берега Соя, Восточная Антарктида (см. рис. 6.1), а именно на острове Онгул и в северной части полуострова Лангхувде (рис. 6.10). В отложениях массово залегают *in situ* раковины морских моллюсков, преимущественно виды *Laternula elliptica* и *Adamussium colbecki*, возраст которых варьирует в пределах примерно от 23 до 46 тыс. лет (Miura et al., 1998; Yoshida, 1983). Эти отложения интерстадиала часто перекрыты морскими отложениями голоценового возраста, причем между ними нет морены. Верхняя часть отложений интерстадиала МИС 3, вероятно, была удалена, так как несет следы эрозионного воздействия морских или флювиогляциальных вод, хотя следов ледникового влияния (сдвиг, смятие в складки) в них нет. Это означает, что уровень моря МИС 3 во время осадконакопления мог заметно превышать современные высотные отметки кровли отложений интерстадиала (10—12 м). Следует также отметить, что виды раковин в отложениях интерстадиала являются типичными в этом районе для голо-

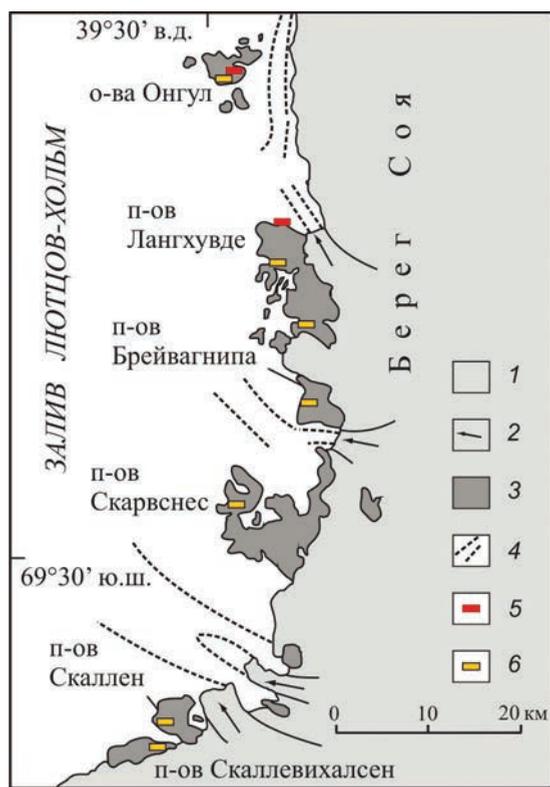


Рис. 6.10. Схема района Берега Соя с указанием мест изучения морских отложений интерстадиала МИС 3 и голоцена.

1 — ледниковый склон; 2 — выводные ледники; 3 — свободная от оледенения суша; 4 — подводные трюги глубиной до 500 м; 5 — места отложений интерстадиала МИС 3; 6 — места отложений голоцена.

цена; эти раковины повсеместно обитают в прибрежной мелководной зоне Антарктики и в настоящее время.

В оазисе Вестфолль, Восточная Антарктида (см. рис. 6.1), детальные исследования чехла ледниковых отложений и моренных гряд выявили наличие в них в западных районах на высоте примерно до 60 м над уровнем моря многочисленных остатков ископаемой морской флоры и фауны (рис. 6.11) (Gore, Colhoun, 1997; Gore et al., 1994). Хотя возраст этих остатков не определялся, было высказано предположение о том что они характеризуют накопление морских отложений в местных фьордах в центре и на западе оазиса перед ПЛМ (в период интерстадиала МИС 3) в условиях, близких к современным; затем эти отложения были включены и перемещены на небольшое расстояние ледниками ПЛМ (Gore, 1997).

На морские, близкие к современным условия во время интерстадиала МИС 3 в районе оазиса Вестфолль указывают также результаты изучения кернов донных отложений одной из бухт возле островов Реуэр, расположенных рядом с оазисом Вестфолль у края ледникового щита (см. рис. 6.1, 6.11): накопление этих отложений с органическими остатками шло примерно с 45 тыс. лет назад (Berg et al., 2010).

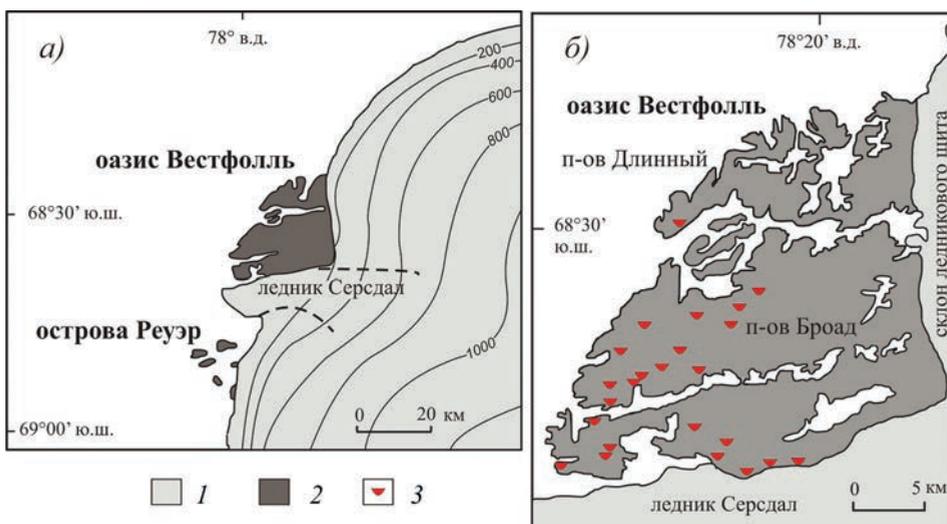


Рис. 6.11. Схема района оазиса Вестфолль и островов Реуэр (а), а также места присутствия морских ископаемых организмов в ледниковых отложениях (б).

1 — ледники; 2 — свободная от оледенения суша; 3 — точки изучения морских ископаемых организмов, залегающих в ледниковых отложениях.

Прямых данных для реконструкции положения уровня моря в период МИС 3 в районе восточно-антарктического оазиса Бангера (см. рис. 6.1) пока не получено. Вероятно, это связано с тем, что по положению и природной обстановке оазис отличается от других прибрежных территорий Антарктиды: его свободные от оледенения участки суши (высотой до 165 м над уровнем моря) и морские акватории (глубиной более 200 м) со всех сторон окружены ледниками (рис. 6.12). При этом шельфовый ледник Шеклтона и части выводных ледников находятся на плаву, благодаря чему океанические воды связаны с внутренними морскими водоемами оазиса. Вместе с тем в оазисе собраны геологические свидетельства, позволяющие оценить местные природные условия перед началом ПЛМ, то есть во время интерстадиала МИС 3 (см. рис. 6.12). Результаты датирования поверхностных отложений методом ОСЛ показали наличие свободных от оледенения территорий современной суши оазиса в интервале времени примерно в период 40—19 тыс. лет назад (Gore et al., 2001). Примерно в такой же интервал времени попадают и значения радиоуглеродных датировок органики в моренном основании осадков современных озер и заливов оазиса (Melles et al., 1994, 1997). Подобные факты являются косвенным свидетельством присутствия в районе свободных ото льда территорий во время МИС 3 а в случае с заливом Транскрипции и бухтой Извилистой свидетельствуют о возможности проникновения в это время морских вод в глубь оазиса, что наблюдается и в настоящее время.

В неглубоких заливах у острова Петерсон и полуострова Браунинг (район островов Уиндмилл — см. рис. 6.1), граничащих с современным краем антарктического ледникового покрова, немецкими учеными были изучены колонки донных отложений, в основании которых залегают уплотненные илы с морскими диатомеями и фрагментами раковин, накопившиеся в период 46—26 тыс. лет назад (Cremer et al., 2003). Эти отложения характеризуют морские условия, существо-

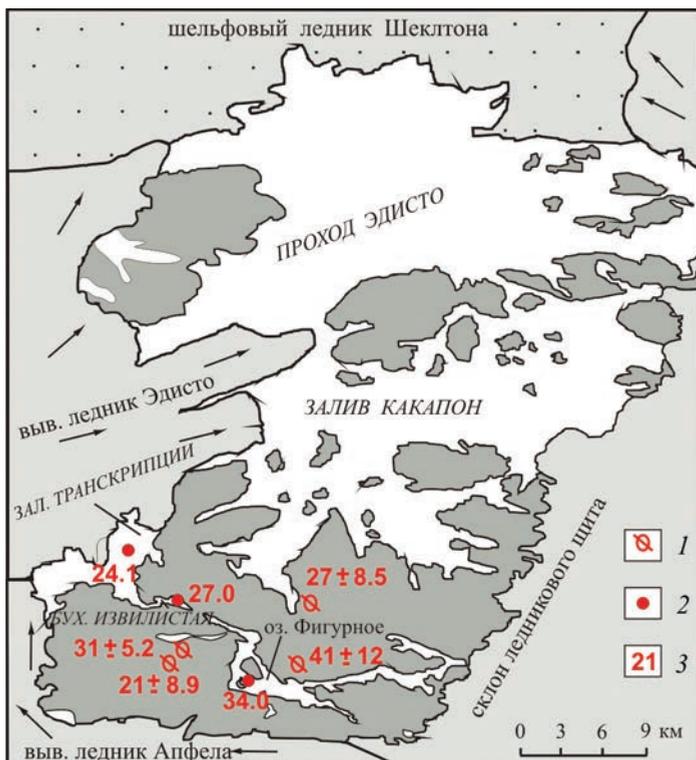


Рис. 6.12. Схема района оазиса Бангера с указанием точек определения возраста отложений периода интерстадиала МИС 3.

1 — точки датирования отложений методом ОСЛ; 2 — точки радиоуглеродного датирования возраста органических отложений в моренных основаниях колонок донных отложений; 3 — возраст отложений (тыс. лет) с поправками для датировок методом ОСЛ.

вавшие во время инерстадиала МИС 3, которые, судя по диатомовому комплексу и биогеохимии отложений (Cremer et al., 2003; Kirkup et al., 2002), напоминают современные. Выше по колонкам залегают моренные отложения, которые сменяются ледниково-морским обломочным материалом, а затем сапропелями (примерно с 10 тыс. лет назад).

Для современных, протяженных берегов моря Росса практически нет данных, позволяющих охарактеризовать морские условия интерстадиала МИС 3. Это связано с перекрытием во время ПЛМ большей части моря Росса активным покровным оледенением с высотой поверхности на побережье до 400 м над современным уровнем моря (Веркулич, 2010), что привело к повсеместной комплексной денудации сформированных до ПЛМ отложений. Можно лишь привести результаты изучения покрова моренных отложений на острове Футхилс, расположенном вблизи берега в заливе Терра-Нова (см. рис. 6.1): в покрове содержатся обломки раковин моллюсков, серпулиды и фораминиферы, радиоуглеродный возраст которых варьирует от 25,3 до 37,5 тыс. лет. Этот факт свидетельствует о морских условиях на берегах залива в период МИС 3 и о развитии здесь оледенения ПЛМ позже 25 тыс. лет (Baroni, Orombelli, 1989; Orombelli et al., 1990).

Сведения о морских условиях интерстадиала МИС 3 в обширном западно-антарктическом регионе, включающем районы моря Уэдделла, Антарктического полуострова и расположенных рядом островов, также крайне ограничены; исключение составляют результаты исследований на острове Кинг Джордж (см. п. 6.1). Обломки раковин возрастом 30—32 тыс. лет, включенных в морену на берегу острова Александра (см. рис. 6.1, 6.2), могли быть доставлены сюда во время ПЛМ при движении ледниковых масс со стороны Антарктического полуострова через залив Георга VI (Clapperton, Sugden, 1982), который сейчас закрыт одноименным шельфовым ледником.

На островах Джеймса Росса и Вега в ледниковых отложениях есть раковины моллюсков возрастом 34—35 тыс. лет. Изучавшие их специалисты пришли к выводу о том, что раковины вместе с вмещающими отложениями интерстадиала МИС 3 были перемещены на небольшое расстояние во время роста оледенения ПЛМ на островах и шельфе (Ingólfsson et al., 1992; Rabassa, 1982, 1987). Кроме того, результаты морских геолого-геофизических исследований в восточных районах моря Уэддела позволили предположить, что перед оледенением ПЛМ (начавшемся здесь примерно 21 тыс. лет назад), в период интерстадиала МИС 3, в этих районах существовали морские условия (Bentley, Anderson, 1998; Elverhøi, 1981).

Как следует из приведенных геологических свидетельств, морские воды в период интерстадиала МИС 3 распространялись по периферии Антарктиды, по меньшей мере, там же, где и в настоящее время. Более того, данные из отдельных районов показывают, что море во время интерстадиала заходило не только на современную сушу (остров Кинг Джордж, оазис Бангера, территории на Берегу Соя), но и на участки, занятые ныне ледниками: залегающие в моренном чехле морские организмы в оазисе Вестфолль могли быть доставлены на некоторые участки поверхности суши ледниками ПЛМ только из глубокого трога (по-видимому, морского фьорда во время интерстадиала МИС 3), занятого сейчас выводным ледником Серсдал (см. рис. 6.11 б); раковины возраста МИС 3 могли появиться в моренах ПЛМ на острове Александра только в случае отсутствия нынешнего шельфового ледника Георга VI. Отсутствие этих ледников в период интерстадиала МИС 3 могло быть связано, прежде всего, с более высоким, чем в настоящее время, уровнем стояния моря — это приводило к смещению на юг, в глубь материка, глубины налегания ледников на дно (линии всплывания) и, соответственно, к изменению ледниковой ситуации в районах краевой зоны Антарктиды в сторону сокращения ее оледенения. Близость к современным границ ледников и морского пространства во время МИС 3 косвенно подтверждает обитание во время МИС 3 снежных буревестников в горах Унтер-Зе и Инзель (см. рис. 6.1) — питание птиц могло быть обеспечено лишь в случае, если линия открытых океанических вод, по крайней мере, не сдвигалась на север по сравнению с современным положением края шельфового ледника (Веркулич, 2010). Таким образом, сопоставление имеющихся фактов в целом подтверждает предположение о значительном (на несколько десятков метров) подъеме относительного уровня моря и о сокращении оледенения краевой зоны Антарктиды в период интерстадиала МИС 3.

Сокращению оледенения краевой зоны в период интерстадиала МИС 3 могли также способствовать сравнительно теплые климатические условия. Накопление отложений с разнообразной фауной и флорой в отложениях интерстадиала острова Кинг Джордж (см. п. 6.1.1), оазиса Холмы Ларсеманн (Hodgson et al., 2009; Gao et al., 2020), Берега Соя (см. выше) могло происходить в условиях морского бассейна

с температурными и химическими характеристиками, близкими к современным. На суше, например в высоком восточно-антарктическом оазисе Ширмахера, окруженном со всех сторон ледниками, условия накопления озерных осадков во время интерстадиала МИС 3 также были не холоднее современных (Веркулич и др., 2012б; Пушина и др., 2013).

6.1.4. Морские осадки возрастом 800 тыс. лет на массиве Фишер в Восточной Антарктиде

Помимо районов, где были получены данные о морских событиях позднего неоплейстоцена (см. разделы 6.1.1 — 6.1.3), на некоторых высоких, свободных от оледенения территориях краевой зоны Антарктиды сохранились уникальные свидетельства гораздо более древних изменений уровня моря. К таким территориям, в частности, относится массив Фишер (см. рис. 6.1) — один из участков гор Принс-Чарльз, обтекаемых самым крупным выводным ледником мира — ледником Ламберта, который, всплывая, переходит в шельфовый ледник Эймери (рис. 6.13, 6.14).

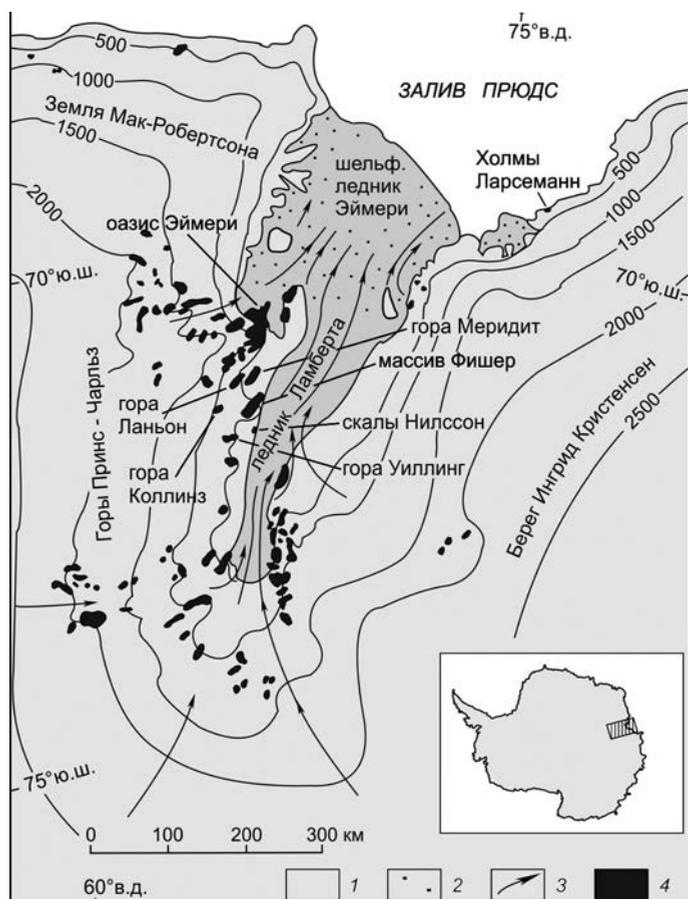


Рис. 6.13. Район расположения массива Фишер в Восточной Антарктиде.

1 — ледниковый щит Антарктиды; 2 — шельфовый ледник; 3 — направления стока ледников; 4 — суша, свободная ото льда.

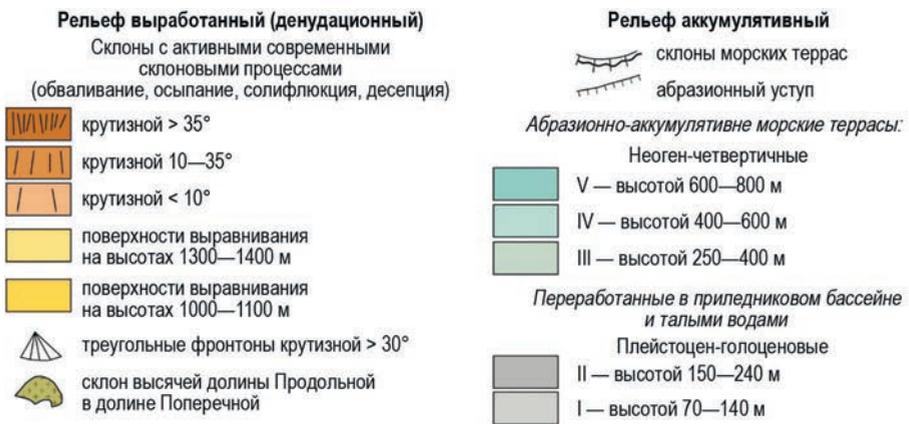
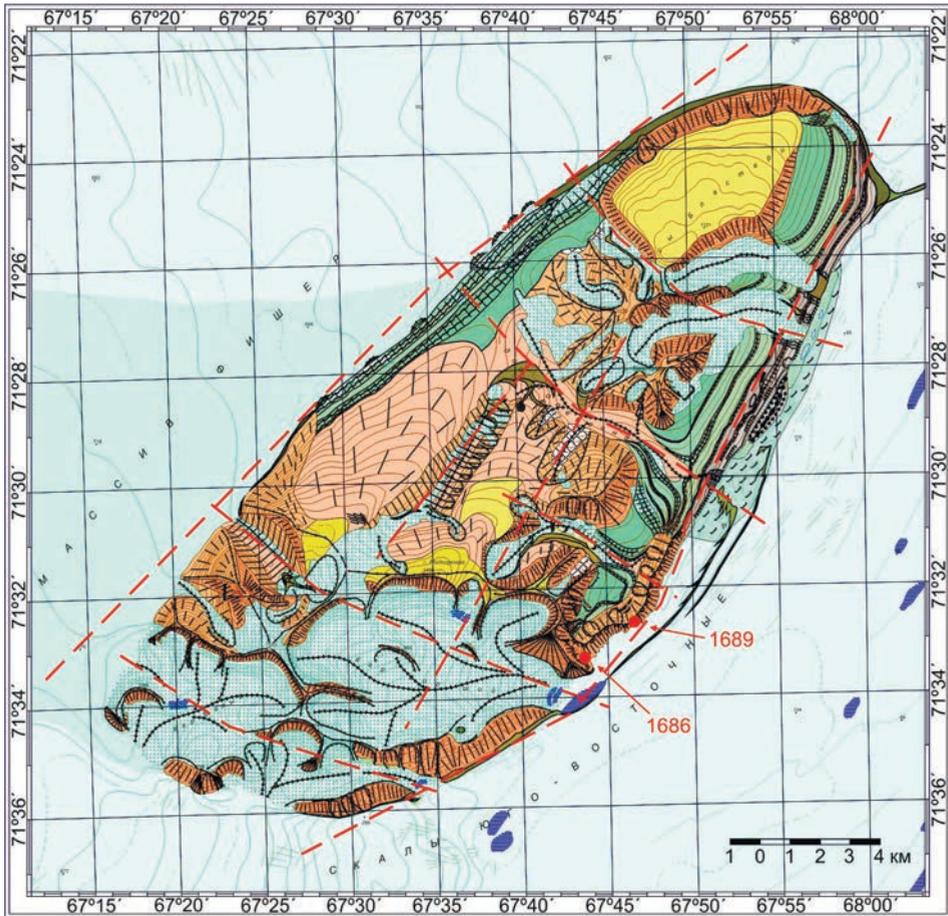


Рис. 6.14. Геоморфологическая карта массива Фишер (Большиянов, 2011).

Ледниковый и ледниково-озерный рельеф

-  нивационные кары
-  терраса приледникового бассейна высотой 110—120 м, голоценовая
-  холмисто-грядовый, гляциокарстово-западинный рельеф абляционной морены, голоценовый
-  плоские днища каров, выработанные горными ледниками
-  движущаяся боковая морена
-  холмисто-грядовый гляциокорстовый рельеф насыпной боковой морены не вовлеченной в движение ледника
-  глубокие (до 50 м) врезы талых ледниковых вод
-  каналы стока талых ледниковых вод
-  ячикообразные (с плоским дном и прямыми склонами) долины
-  склоны с вертикальным уклоном
-  лестницы террас приледникового бассейна
-  отдельные котловины
-  конусовидный останец
-  западинно-грядовый с уступами рельеф, в результате обтекания выступа коренного ложа и вытаявания поверхностной боковой морены

Моренные ряды

-  конечные боковые
-  образованные склоновыми снежниками и пассивными ледниками, не вовлеченные в движение ледником (возраст 100—200 лет)
-  отпрепарированная в приледниковом бассейне гряда, голоцен
-  гребень абляционной морены, поздний голоцен

Прочие обозначения

-  гребневые линии
-  килевые линии
-  современные приледниковые бассейны
-  материковый ледник
-  горный выводной ледник
-  многолетние снежники
-  ледопады
-  западины с талой водой
-  временные водотоки
-  выделяемые лениаменты
-  ●1689 точки наблюдения

Рис. 6.14 (окончание). Геоморфологическая карта массива Фишер (Большаянов, 2011).

Массив имеет овальную форму, длина его составляет 32 км и ширина — до 13 км; его наивысшая точка — гора Джонстон высотой 1610 м над уровнем моря. На восточной окраине массив граничит с шельфовым ледником Эймери толщиной до 800 м, высотные отметки которого у подножия массива составляют около 100 м над уровнем моря. Западным склоном массив подпирает выводные ледники, стекающие на восток с Земли Мак-Робертсона. Высота поверхности окружающих массив ледников уменьшается от 780 м над уровнем моря на юго-западе до 450 м на северо-западе и понижается до 100 м у его северной оконечности. Судя по отклонению течения выводного ледника с запада, хорошо заметного на космических и аэрофотоснимках, подледное основание массива в виде террасы прослеживается еще на 5 км на запад от его надледного склона. В середине восточного склона также есть подледный выступ, который вынужден обтекать шельфовый ледник.

Массив со всех сторон овала в целом имеет крутые склоны. На восточном склоне есть вертикальные стенки высотой до 270 м с углом естественного откоса крутизной 30—37°, выработанные в протерозойских гранитоидах и покрытые ниже чехлом рыхлых отложений мощностью до 350—400 м. Скальные склоны имеют крутизну до 40—45°, и лишь верхние части денудационных склонов круче. Западный склон менее крут и имеет меньшие относительные превышения над ледниковой поверхностью. Наиболее изрезанный рельеф и наибольшая площадь оледенения наблюдаются в южной части массива, где относительные превышения карлингов над залегающими в карах ледниками достигают 600—700 м. Первичными причинами такого строения рельефа массива являются, по-видимому, его геологическое строение и тектонические факторы.

Массив Фишер отделен от близлежащих выступов фундамента на поверхность (скалы Нилсон, горы Коллинз, Уиллинг, Ланьон и Мередит — см. рис. 6.13) глубокими тектоническими долинами, заполненными ледниками. На самом массиве есть ярко выраженные линеаменты — долины Поперечная и Продольная, пересекающиеся в центре территории почти под прямым углом. Кроме того, долина Поперечная разделяет массив на южную и северную часть, что проявляется в исчезновении фундамента под рыхлыми кайнозойскими образованиями на северо-восточном склоне массива. Такие же направления линеаментов выражены в других долинах, в том числе в южной части массива, где из-под ледников в карах также просматриваются северо-западное и северо-восточное направления линеаментов. Сам массив своей длинной осью вытянут по направлению северо-восточной системы линеаментов — главного направления в грабене, по которому происходит сток ледников Ламберта и Эймери.

Современное оледенение массива Фишер угнетено. Снеговая линия располагается на высоте 750—800 м. Судя по наличию единичных форм ледникового рельефа, в прошлом местные ледники развивались только до середины долин и не выходили за пределы массива. По западному склону массива развивались присклоновые и пассивные ледники. На восточном склоне морские террасы обработаны ледником до высоты 220 м над уровнем моря, что могло быть вызвано всплыванием шельфового ледника до этого уровня во время морской трансгрессии.

Наблюдения за современными геоморфологическими процессами показали, что здесь активнейшим образом действуют склоновые процессы, в том числе с участием солифлюкции. Основным же фактором преобразования рельефа является нивация, создающая альпийский облик низких гор; кары и цирки являются доминирующими формами.

На северо-восточном склоне массива выделено пять террас высотой 70—140, 150—240, 250—400, 400—600 и 600—800 м над уровнем моря (рис. 6.15, см. также рис. 6.14).



Рис. 6.15. Морские террасы на северо-восточном склоне массива Фишер. Фото Д.Ю. Большинова.

Морское происхождение террас подтверждается строением четвертичных отложений. На юго-восточных склонах массива крутизной до 35° описана толща морских отложений мощностью до 380 м (рис. 6.16).

В основании разреза № 1689 в точке с координатами $71^\circ 32' 36''$ ю.ш., $67^\circ 46' 41,1''$ в.д. на высоте 320—335 м над уровнем моря нами изучена четырех-

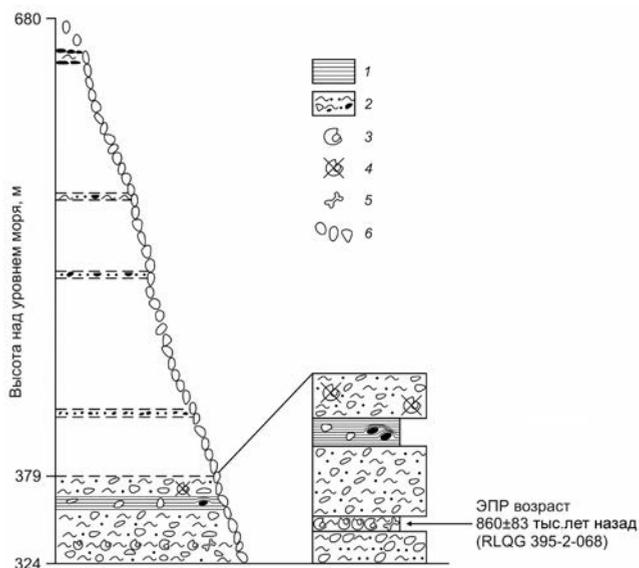


Рис. 6.16. Разрез морских отложений № 1689 на восточном склоне массива Фишер.

1 — тонкослоистые ленточноподобные алевриты; 2 — алевриты с песком, гравием, щебнем, валунами; 3 — раковины морских моллюсков; 4 — обломки раковин; 5 — кости пингвинов; 6 — валуны и глыбы.



Рис. 6.17. Морские гребешки и трубки полихет в основании обнажения № 1689 на восточном склоне массива Фишер. Фото Д.Ю. Большинова.

метровая банка из морских гребешков *Austrochlamys tuftensis* (Turner, 1967). Диаметр раковин составляет до 13 см. На других склонах на высоте около 380 м над уровнем моря обнаружены пляжевые фации морских отложений с раковинами двустворчатого моллюска *Hiatella antarctica* (Philippi, 1845). Морские отложения найдены и на абсолютной высоте 1470—1520 м в вершинной части массива Фишер, и на высоте 310—490 м. Традиционно эти ледниково-морские отложения относятся к среднему миоцену и даже к олигоцену (Laiba, Pushina, 1997; McKelvey et al., 2001). Великолепная сохранность собранных раковин (рис. 6.17), определенных бразильским палеонтологом Фернандой Куаглио (персональное сообщение) как вида, жившего в позднем плиоцене — эоплейстоцене, заставила усомниться в столь древнем возрасте их вмещающих морских толщ.

Палеонтологом З.В. Пушиной в четырех образцах разрезов № 1686 и 1689 были обнаружены богатые диатомовые комплексы. Установлено около 55 таксонов диатомей, преимущественно бентосных (более 60 %). Хорошая сохранность панцирей с достаточным количеством створок позволяет заключить, что диатомовые водоросли накапливались *in situ*. Главной проблемой интерпретации условий осадконакопления является уникальность сублиторальной диатомовой флоры (*Melosira* sp., *Rhabdonema* sp., *Synedra* sp.), обнаруженной в образцах. Присутствие в диатомовых ассоциациях среднемиоценовых видов-индексов *Actinocyclus ingens*, *Denticulopsis symonseni* предполагает соответствующий возраст отложений, сформированных в сублиторальной зоне морского бассейна.

В образцах также обнаружена дальнезаносная пыльца деревьев, трав и мхов, ныне произрастающих в Северном и Южном полушарии.

Кроме того, в этих отложениях обнаружены кости пингвинов, трубки полихет. Палеонтологические остатки свидетельствуют о том, что во время осадконакопления в районе грабена Ламберта существовало открытое море, температура воды которого превышала 3 °С, и которое, возможно, периодически замерзало в зимний

сезон. Банки морских моллюсков, полихет, в которых есть кости пингвинов, свидетельствуют о том, что во время накопления осадков на дне моря в грабене Ламберта существовало открытое океану море без влияния ледникового щита или шельфового ледника. Море могло замерзать, и ландшафты напоминали современные, существующие в районе острова Южная Георгия. Географическое положение места свидетельствует о том, что во время формирования этих отложений в рассматриваемом районе не существовало ни выводного, ни шельфового ледника; значит, в этой части Антарктиды не было и ледникового покрова, который только и может питать такие мощные ледники системы Ламберта — Эймери, площадь ледосбора которых в настоящее время составляет около 1 млн км². Такая ситуация по существующим представлениям могла иметь место 40—30 млн лет назад, когда единого ледникового щита в Антарктиде еще не было (Мягков, 1989).

Датировки раковин двустворчатых моллюсков методом ЭПР (860±83 тыс. лет назад, лаб. № RLQG395-2-088, по кальцитовой раковине морских гребешков в разрезе № 1689 и 850±102 тыс. лет назад, лаб. № RLQG 409069, по арагонитовой раковине *Hialella antarctica* (Philippi, 1845) в разрезе № 1686 — см. рис. 6.14), проведенные А.Н. Молодьковым в Таллинском техническом университете, указывают на возраст около 855 тыс. лет.

Датирование этих событий ранним неоплейстоценом заставляет вспомнить мнение некоторых ученых (Максимов, 1998) о плейстоценовом возрасте оледенения Антарктиды или о таких событиях в истории шестого континента, когда ледники значительно деградировали.

Датирование раковин морских гребешков из нашей коллекции 2008 г. стронциевым методом привело польских исследователей к выводу о том, что моллюски (по нашим данным *Austrochlamys tuftensis* (Turner), а по данным польских исследователей *Adamussium colbecki* (Smith, 1902)) обитали 10,2 млн лет назад, то есть в позднем миоцене (Jadwiszczak et al., 2013).

Даже при наличии противоречивых результатов относительно возраста морских отложений, полученных разными методами (ЭПР и стронциевым), а также методом диатомового анализа, приходится констатировать, что возраст оледенения Антарктиды, по-видимому, гораздо меньше 30—40 млн лет, так как даже если описанные осадки формировались в позднем миоцене, то оледенения в бассейне ледника Ламберта не было — там существовало море, в котором обитали моллюски, указывающие на температуру обитания не ниже 3 °С. Во всяком случае, это было сезонно замерзающее море с проникновением вод открытого океана, судя по составу ископаемых диатомовых водорослей в осадках.

В целом, геоморфологическое строение изученных территорий и строение рыхлых кайнозойских образований определилось при взаимодействии следующих главных факторов: тектонических движений земной коры, эвстатических колебаний уровня моря, комплекса перигляциальных процессов. Заметная рельефоформирующая деятельность ледников Ламберта — Эймери может быть связана не только с увеличением массы антарктического льда, но и с повышением уровня моря, заставляющими шельфовые ледники всплывать и моделировать рельеф на более высоких отметках, чем современные. Активность современного и недавнего рельефоформирования не увязывается с предлагаемой схемой практического замирания геоморфологических процессов в плейстоцене, в которой образование всех особенностей рельефа относится к миоцену и плиоцену (Hambrey et al., 2007).

6.2. Изменения уровня моря в краевой зоне Антарктиды в голоцене

Основным процессом преобразования облика краевой зоны Антарктиды в голоцене была дегляциация — сокращение размеров оледенения ПЛМ, ведущее к освобождению антарктического шельфа и некоторых участков побережья от покровных ледников. На освобождающихся от ледников территориях развивалась органическая жизнь, формировались формы рельефа и отложения различного, не ледникового генезиса, в том числе морского. Накопление на некоторых из этих территорий сравнительно большого количества геоморфологических и геологических свидетельств, сохранившихся по сегодняшний день, предоставило возможность реконструкций послеледниковых изменений относительного уровня моря. В соответствии с классическими представлениями именно в таких районах должны отчетливо проявляться, абсолютно доминировать гляциоэвстатический и гляциоизостатический факторы изменений относительного уровня моря. В этом разделе мы приводим примеры реконструкций голоценовых колебаний относительного уровня моря для разных районов краевой зоны Антарктиды, анализируем и сравниваем их для оценки существующих представлений о причинах изменениях уровня моря.

6.2.1. Голоценовые изменения уровня моря в районе острова Кинг Джордж, Южные Шетландские острова (Западная Антарктида)

Больше всего фактических данных о послеледниковых изменениях уровня моря в районе Южных Шетландских островов (см. рис. 6.2) было получено на полуострове Файлдс острова Кинг Джордж (рис. 6.18). Уже по итогам первых геоморфологических исследований здесь отечественные ученые (Заморув, 1972; Симонов, 1975) сочли послеледниковыми только морские пляжи, береговые валы и террасы, развитые на высоте до 15—20 м над уровнем моря, а морские формы рельефа выше этих отметок посчитали более древними. Позже к этому же выводу пришли немецкие специалисты (Barsch, Mäusbacher, 1986), по мнению которых датировки остатков пингвинов в морских отложениях указывают на образование террас и береговых валов на высотных отметках 12—15 м в период 5800—5300 лет назад, а формирование пляжей на высоте 4—6 м — не позднее 1000—500 лет назад.

Несмотря на явный недостаток фактических данных, уже в 90-е годы XX века были сделаны попытки моделирования изменений уровня моря в районе острова Кинг Джордж, базирующегося на представлениях о ходе уровня Мирового океана, об определяющем гляциоизостатическом факторе изменений в данном районе, а также на предположениях о региональных геологических характеристиках земной коры (Tushingham, Peltier, 1992; Pallàs et al., 1997). Реконструированные таким образом кривые указали на подъем уровня морских вод в раннем голоцене (около 9 тыс. лет назад) до современных высотных отметок в пределах 23—40 м, а затем его плавное непрерывное снижение до нынешнего положения в виде слабовогнутой кривой.

Однако дальнейшие натурные исследования на полуострове Файлдс показали явные ошибки моделирования. Среди этих исследований надо отметить, прежде всего, палеолимнологические. Изучение хронологии осадконакопления, химического состава, диатомовых комплексов колонок донных отложений озер, расположенных невысоко над современным уровнем моря (озера Глубокое, Китеж, Альбатрос, Белен, Длинное — см. рис. 6.18), позволило выявить в этих водоемах этапы присутствия морских вод, периоды переходных условий от морских к пресноводным, периоды пресноводного состояния озер (Martinez-Macchiavello et al., 1996; Watcham et



Рис. 6.18. Схема местоположения основных объектов исследований для реконструкции изменения относительного уровня моря на полуострове Файлдс (остров Кинг Джордж) в голоцене. 1 — донные осадки озер; 2 — разрезы с морскими отложениями; 3 — разрезы с отложениями континентального генезиса; 4 — номера разрезов, обсуждаемых в тексте.

al., 2011). Сопоставление высоты уровня озер, их связи с морскими водами в контексте хронологии осадконакопления стало фактической основой новой реконструкции изменения уровня моря в районе полуострова Файлдс, острова Кинг Джордж (Watcham et al., 2011). На суше полуострова изучались также и другие объекты, например колонии пингвинов, высота расположения которых косвенно указывает на примерное положение уровня моря во время их образования (Tatur et al., 2004).

Разнообразная дополнительная информация о колебаниях уровня моря была собрана на полуострове учеными ААНИИ. В летние антарктические сезоны 2008/09, 2010/11 и 2011/12 гг. изучались черты рельефа большинства прибрежных участков выходящих к морю долин, разрезы четвертичных отложений, извлекались колонки донных отложений из озер. Лабораторные исследования отобранных образцов отложений включали: видовые определения макроостатков мхов и водорослей (проводились в Ботаническом институте им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург); изучение видового и количественного состава диатомей в осадках (проводилось в ААНИИ); определения возраста мхов, водорослей и раковин с применением традиционного радиоуглеродного метода и уран-ториевого метода в СПбГУ (Санкт-Петербург) и AMS метода в Лаборатории радиоуглеродного датирования (Познань, Польша). В результате радиоуглеродного датирования органики морского происхождения (раковины моллюсков, водоросли, костные остатки тюленей и китов) вносилась поправка на «антарктический морской резервуарный эффект» (AMPE — см. главу 2), величина которой в районе полуострова Файлдс составляет: для датировок морских моллюсков и водорослей 1100 лет в соответствии с данными о возрасте морских вод у полуострова Файлдс (Milliken et al., 2009); для датировок остатков пингвинов и морских млекопитающих в отложениях 750 лет (Mäusbacher et al., 1989).

Анализ и сопоставление собственных новых данных и результатов предшествующих исследований позволили более точно реконструировать кривую послеледниковых изменений относительного уровня моря в районе полуострова Файлдс, остров Кинг Джордж (рис. 6.19). Из рис. 6.19 видно, что свидетельства подъема относительного уровня моря в раннем голоцене присутствуют в озерах Длинном, Альбатрос и Китеж, современные урезы вод которых находятся в интервале высот 14—16 м над уровнем моря. В отложениях этих озер в период примерно 9—6,5 тыс. лет назад, доминировали морские диатомовые комплексы (Martinez-Macchiavello et al., 1996; Watcham et al., 2011).

Оценка времени и величины максимальной высоты подъема относительного уровня моря основаны на сопряженном анализе следующих данных. В озере Белен, расположенном на высоте 20 м над уровнем моря, осадконакопление началось чуть ранее 6 тыс. лет назад в пресноводных условиях (Watcham et al., 2011), то есть уровень моря располагался в это время ниже отметок 18—20 м. Результаты датирования остатков пингвинов в отложениях 18-метровой морской террасы (см. рис. 6.19) показали возраст около 5,8 тыс. лет (Mäusbacher et al., 1989), а это означает, что уровень моря в это время был ниже 18 м. Еще одно свидетельство — залегание на высоте 15 м над уровнем моря изученного нами разреза морских отложений 89—92 с раковинами моллюсков *Laternula elliptica* возрастом 5760 лет (Веркулич и др., 2012б; Полешук и др., 2016). Тот факт, что моллюски предпочитают обитать на глубине от 3 м (Ahn, 1994), предполагает, что уровень моря в это время вряд ли поднимался выше отметки 18 м. На предельные значения высоты подъема морских вод 6,0—5,5 тыс. лет назад указывает присутствие ископаемых мхов в отложениях разреза 123—127, формировавшегося на высоте 20—21 м в континентальных условиях (Веркулич и др., 2012б). Наконец, отчетливые следы участия морских вод в формировании рельефа побережий полуострова ограничены современными значениями высоты 18—19 м. Таким образом, имеющиеся данные указывают на то, что послеледниковый подъем относительного уровня моря мог составлять 18—19 м в период примерно 8,0—6,5 тыс. лет назад (см. рис. 6.19).

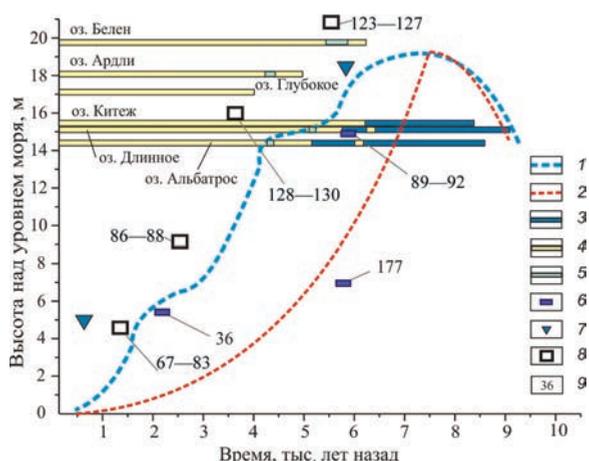


Рис. 6.19. Реконструкция кривой изменений относительного уровня моря в районе полуострова Файлдс (остров Кинг Джордж) в голоцене.

1 — реконструированные изменения относительного уровня моря; 2 — кривая моделирования изменения относительного уровня моря в соответствии с работами Peltier, (2004) и Spada, Stocchi (2007); 3 — 5 — условия в колонках донных отложений озер: морские (3), пресноводные (4), солоновато-водные (5); 6 — раковины ископаемых моллюсков и водорослей *in situ* в разрезах морских отложений на суше; 7 — остатки пингвинов в разрезах морских отложений на суше в соответствии с (Barsch, Mäusbacher, 1986; Tatur et al., 2004); 8 — мхи, водоросли в разрезах континентальных отложений; 9 — номера разрезов отложений, обсуждаемых в тексте.

Дальнейший ход относительного уровня моря в целом характеризуется понижением, которое шло с разной скоростью. Снижение уровня морских вод с относительно высокой скоростью происходило примерно в период 6,5—5,0 тыс. лет назад (см. рис. 6.19). Результаты изучения диатомовых комплексов отложений озер Китеж, Длинного и Альбатрос указывают на последовательную смену морских условий на пресноводные в этих, расположенных на разных высотах водоемах (Mäusbacher et al., 1989; Watcham et al., 2011). О снижении уровня моря свидетельствует наличие на абсолютной отметке 18 м колоний пингвинов, заселившихся около 5,5 тыс. лет назад (Tatur et al., 2004).

Вслед за этим, в период 5—4 тыс. лет назад, скорость падения относительного уровня моря, вероятно, снизилась: в уже пресноводных озерах Длинном и Альбатрос отмечено кратковременное появление диатомей, характеризующих солоновато-водные условия осадконакопления. Примечательно, что в этот же период рост количества солоновато-водных видов диатомей отмечается и в относительно высоко расположенном озере Ардли (см. рис. 6.18, 6.19). Возможно, одним из факторов смены состава вод во всех перечисленных водоемах было также сокращение продолжительности стояния морского ледяного покрова вблизи берегов полуострова, ведущее к увеличению количества переносимых ветром в озера морских диатомей. Однако мы считаем, что главным фактором все же служило замедление падения или даже некоторая стабилизация уровня моря — на это указывает формирование в это время на отметках около 14 м максимального числа наиболее распространенных и морфологически выраженных береговых форм рельефа (Полещук и др., 2016).

В течение периода примерно 4,0—2,5 тыс. лет назад относительный уровень моря понижался, по-видимому, довольно быстро. Проследить ход его снижения

можно на основе данных о возрасте и строении отложений континентального генезиса в изученных нами разрезах. Разрез 128—130 сложен толщей мхов видимой мощностью 1,2 м, возраст которых в основании разреза составил около 3,5 тыс. лет (Веркулич и др., 2012б; Полещук и др., 2016). Нет сомнений в том, что эта мерзлая толща мхов залегает и ниже 1,2 м по меньшей мере на несколько десятков сантиметров, и, соответственно, ее формирование началось на сотни лет раньше, чем показано на рис. 6.19. В разрезе 86—88 озерные осадки с водными мхами возрастом около 2600 лет назад (Веркулич и др., 2012б; Полещук и др., 2016) и пресноводным комплексом диатомей перекрывают морские песчано-гравийные отложения. Образование здесь пресноводного водоема могло протекать только в условиях превышения его уровня над урезом морских вод минимум на 2 м (выше штормовой зоны).

Сравнительно быстрое снижение уровня замедлилось или даже приостановилось примерно в период 2,5—1,6 тыс. лет назад. Наиболее очевидным подтверждением этому служит разрез 36, в котором залегают морские отложения древнего пляжа с прослоем *in situ* ископаемых морских водорослей возрастом около 2000 лет назад (Веркулич и др., 2012б; Полещук и др., 2016). Геоморфологические свидетельства замедления падения уровня заключаются в распространении на многих участках побережья полуострова береговых валов и площадок террас с высотными отметками поверхности 5—7 м над уровнем моря и наличием за ними далее, в глубь полуострова, расширенных пологих днищ палеолагунов с очень небольшим врезом и уклоном русел водотоков (Веркулич и др., 2012б).

Дополнительным аргументом в поддержку такого сценария изменений уровня моря служат результаты изучения морских береговых валов на острове Гринвич, Южные Шетландские острова (см. рис. 6.1, 6.2). Здесь в отложениях ближайшего к морю вала высотой 5,5 м найдено ребро кита возрастом 1,4—1,5 тыс. лет (Santana, Dumont, 2003). Примечательно, что этот вал так же, как и на полуострове Файлдс, отделен от других валов выровненной площадкой шириной до 110 м — как будто падение уровня моря остановилось, сменилось небольшим ростом, а потом возобновилось.

В последние примерно 1,6 тыс. лет уровень моря в целом снижался, по-видимому, с достаточно высокой скоростью. Проследить ход кривой позволяют результаты изучения разреза 67—83, отложения которого возрастом около 1280 лет назад накапливались в пресноводном водоеме, а также особенности рельефа берегов, в частности наличие глубокого вреза в береговые валы и террасы на высотных отметках 5—7 м над уровнем моря на многих участках побережья полуострова. В то же время широкое распространение береговых валов, превышающих современный уровень моря и верхнюю границу влияния его приливно-отливного и штормового воздействия на 2—2,5 м, может косвенно отражать некоторое замедление падения уровня моря несколько столетий назад.

Сравнение реконструированной нами кривой (см. рис. 6.19) с представлениями о ходе дегляциации полуострова, голоценовых изменениях климата, а также с последним модельным построением позволяет оценить вклад различных факторов в изменения относительного уровня моря в рассматриваемом районе. Повышение уровня моря в раннем голоцене связано, прежде всего, с эвстатическим фактором — глобальным подъемом уровня Мирового океана в ходе повсеместной деградации оледенения ПЛМ. На полуострове Файлдс дегляциация в это время тоже шла быстро: примерно в период 11,5—8 тыс. лет назад от покровного оледенения освободились многочисленные участки суши (Веркулич и др., 2012б), что

могло инициировать процесс компенсационного поднятия полуострова после снятия ледниковой нагрузки. Однако в этот период гляциоизостазия заметного вклада в изменения относительного уровня моря еще не вносила благодаря, по-видимому, инерционности компенсационных процессов поднятия суши. Явное преобладание глобального эвстатического фактора в раннем голоцене демонстрирует совпадение хода реконструированных изменений относительного уровня моря на полуострове Файлдс с расчетной кривой на основе модели ICE-5G VM2 (Peltier, 2004; Spada, Stocchi, 2007) примерно до 7,5 тыс. лет назад — времени максимального высотного положения морских вод на полуострове (см. рис. 6.19).

Дальнейший ход изменений относительного уровня моря обнаруживает значительные различия между реконструированной нами и расчетной кривыми. В соответствии с гляциоэвстатическим подходом, скорость подъема уровня Мирового океана начинает уменьшаться примерно с 8 тыс. лет назад, и затем также последовательно снижается, приближаясь к 4 тыс. лет назад к нулевым значениям (Bentley, 1999; Lambeck et al., 2014). Фактические данные показывают, что в районе полуострова Файлдс относительный уровень моря в период 8,0—6,5 тыс. лет назад медленно достигает своего максимума, стабилизируясь на непродолжительное время, а затем проявляет тенденцию к падению, которое имеет черты стадийности. Такие отличия от расчетной кривой могут быть обусловлены неучтенными в ней региональными особенностями тектонических процессов, в том числе обусловленных ходом дегляциации территории полуострова Файлдс (и острова Кинг Джордж в целом) с соответствующим ходом компенсационных изостатических движений, а также неполнотой представлений о причинах и ходе глобальных изменений уровня моря.

Как видно из рис. 6.19, падение относительного уровня моря, начавшееся в районе полуострова примерно 6,5 тыс. лет назад, происходило со сравнительно большой скоростью примерно до 5 тыс. лет назад. В это время от локальных ледников и снежников очищается практически вся территория полуострова, а ледник Беллинсгаузена сокращается до размеров, значительно меньших современных (Веркулич и др., 2012). Вероятно, в этот период была пройдена «критическая» точка тектонической инерционности и начался активный процесс компенсационного поднятия территории. Скорость этого поднятия должна была значительно превышать скорость роста глобально уровня Мирового океана, которая резко снизилась в данный период.

В соответствии с нашей реконструкцией скорость дальнейшего падения относительного уровня моря уменьшались примерно в периоды 5—4 тыс. и 2,5—1,6 тыс. лет назад. Во время первого из этих событий климатические условия на полуострове в целом были относительно теплыми; исключение составлял короткий, примерно 200-летний интервал похолодания (Verkulich et al., 2024), так что предполагать обусловленное климатом значительное разрастание ледников в это время достаточно сложно, а значит, нельзя с уверенностью говорить о сильном «торможении» компенсационного поднятия суши из-за увеличения снежно-ледовой нагрузки. Следовательно, на уменьшение скорости падения уровня или даже его стабилизацию в период 5—4 тыс. лет назад могли влиять другие причины, например локальные тектонические процессы или, наоборот, неучтенные гляциоэвстатическими моделями флуктуации уровня Мирового океана. Такие же причины, вероятно, могли обусловить уменьшение скорости падения относительного уровня моря в период 2,5—1,6 тыс. лет назад, когда в различные интервалы времени местные климатические условия были как весьма теплыми, так и холодными (Verkulich et al., 2024), а

вызванные этими флуктуациями климата изменения размера местного оледенения вряд ли были крупномасштабными. Следует упомянуть, что свидетельства кратковременного подъема уровня моря примерно в этот период установлены для нескольких районов российской высокоширотной Арктики (см. главу 4).

В целом, наша реконструкция указывает на зависимость послеледникового хода относительного уровня моря в районе полуострова Файлдс (остров Кинг Джордж) от изменяющегося во времени взаимодействия эвстатической составляющей глобальных изменений уровня Мирового океана и тектонической составляющей, которая может интегрировать следующие факторы: региональные параметры оледенения ПЛМ и ход дегляциации полуострова; региональные физические характеристики земной коры и мантийного вещества; локальные тектонические процессы, включая компенсационные движения (гляциоизостазию).

6.2.2. Голоценовые изменения уровня моря в районе оазиса Бангера (Восточная Антарктида)

Оазис Бангера (см. рис. 6.1) является одним из самых больших среди свободных от покровного оледенения прибрежных участков краевой зоны Восточной Антарктиды: общая площадь его территории, включающей внутренние морские водоемы и участки суши, составляет примерно 950 км². Как указывалось ранее (см. п. 6.1.3), главная отличительная физико-географическая черта оазиса Бангера связана с тем, что он окружен со всех сторон ледниками. Поскольку это важно для оценки и понимания приводимого ниже фактического материала и его интерпретации, остановимся подробнее на современном состоянии ледникового окружения оазиса.

Шельфовый ледник Шеклтона (рис. 6.20), высота поверхности которого составляет несколько десятков метров, отделяет на севере территорию оазиса от открытых океанических вод на расстоянии более 60 км. Под шельфовым ледником осуществляется довольно свободный обмен вод океана и внутренних глубоких морских заливов, расположенных в центральной части оазиса, на что указывает типичный ход приливно-отливных колебаний на берегах этих заливов, а также наличие в них флоры и фауны (включая тюленей), характерной для морских побережий Восточной Антарктиды (Веркулич и др., 1990, 1995).

С запада оазис ограничивает выводной ледник Эдисто, который, по-видимому, также частично находится на плаву. Это подтверждается наличием суточного хода приливно-отливных колебаний на берегах постоянно покрытого льдом залива Транскрипции. При этом связь океанических вод с заливом Транскрипции в настоящее время крайне затруднена и носит, по-видимому, преимущественно гидравлический характер, без активного водообмена (Клоков, Веркулич, 1994). Выводной ледник Апфела находится на плаву, по крайней мере, в районе своего соединения с ледником Эдисто на юго-западной границе оазиса; на юге ледник налегает на коренное ложе. Склон ледникового щита и большая часть выводного ледника, обрамляющие оазис с востока, налегают на коренное ложе.

Безусловно, изменения относительного уровня моря в прошлом оказывали большое влияние на состояние ледникового окружения и природную среду оазиса Бангера посредством изменения глубины и, соответственно, смещения линии налегания ледников на коренное ложе, а также возможности проникновения морских вод в оазис, например, в период интерстадиала МИС 3 (см. п. 6.1.3), до начала оледенения ПЛМ.

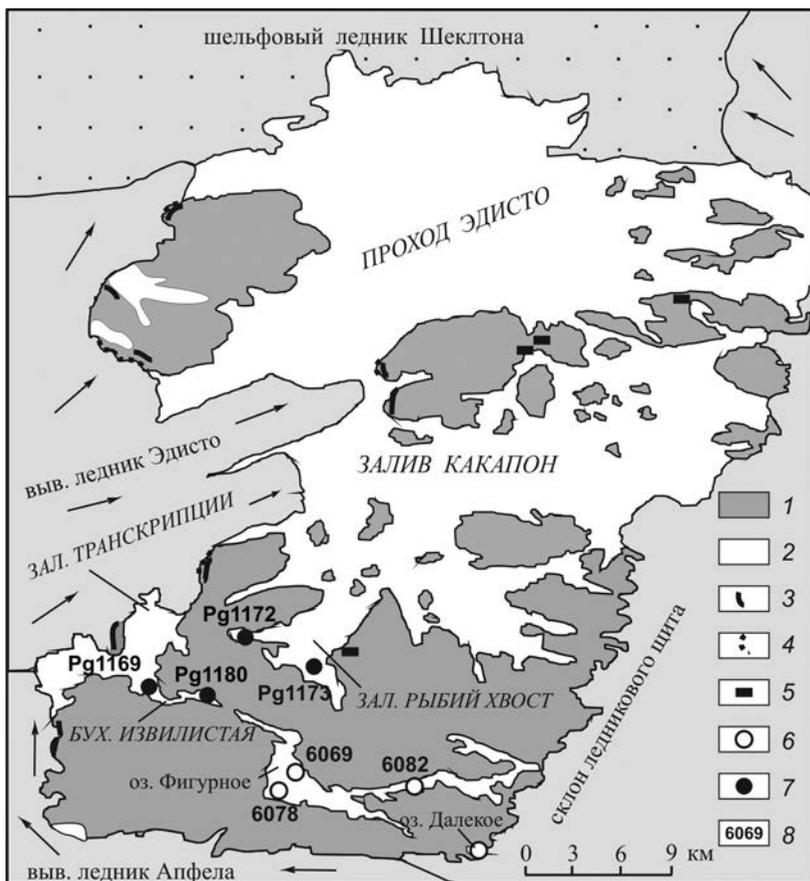


Рис. 6.20. Схема оазиса Бангера с указанием обсуждаемых объектов.

1 — суша; 2 — водоемы; 3 — морена под условным названием Старая Эдисто; 4 — морена под условным названием Молодая Эдисто; 5 — ископаемые раковины моллюсков *in situ*; 6 — точки отбора донных отложений в озерах; 7 — точки отбора колонок донных отложений в морских заливах; 8 — номера отобранных колонок донных отложений.

Древнейшие значения возраста (в интервале времени 13 550—9470 лет назад) органических отложений в гнездах снежных буревестников и в основании толщи донных отложений в озерах показывают, что свободные от оледенения территории существовали в оазисе уже на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена (Verkulich, Hiller, 1994; Melles et al., 1994). Поскольку появлению органики в водоемах предшествовал период накопления водно-ледниковых осадков мощностью более метра и для гнездования птиц требовались определенные условия (Веркулич, 2008), то освобождение оазиса от оледенения ПЛМ началось, вероятно, уже около 14 тыс. лет назад. На столь раннюю инициацию и ход дегляциации района, несомненно, влияло происходившее тогда глобальное повышение уровня Мирового океана, которое привело к изменению, как уже обсуждалось выше, положения линии всплывания и состояния окружающих ледников. Однако очевидные следы послеледникового подъема уровня морских вод оставлены здесь только в рельефе и отложениях голоценового возраста.

Следы голоценовых изменений относительного уровня моря в районе оазиса Бангера запечатлены в морских пляжах и террасовидных площадках на берегах морских заливов, а также в колонках донных отложений, извлеченных из морских заливов и озер (см. рис. 6.20). Морские формы рельефа и отложений на берегах изучались многими отечественными и зарубежными специалистами (Большаинов, Веркулич, 1992; Веркулич, 1991; Евтеев, 1961, 1962; Ружицкий, 1960; Colhoun, Adamson, 1992). Анализ собранных данных показал, что пляжи и террасовидные формы встречаются в оазисе в пределах высотных отметок от 3 до 10,5 м над уровнем моря. Их максимальное число регистрируется в интервалах высоты 4,5—5,5 и 7—8,5 м, которые, по-видимому, соответствуют периодам замедления падения или стабилизации уровня морских вод (рис. 6.21). Ископаемые раковины моллюсков возрастом примерно от 4,0—5,6 тыс. лет были найдены *in situ* в морских отложениях на высоте от 3 до 5,5 м над уровнем моря.

Главный вклад в реконструкцию голоценовых морских событий в районе оазиса Бангера внесли исследования донных отложений местных озер и морских заливов. Важная высотно-хронологическая отметка морских событий была получена по результатам изучения отложений озера Фигурного (колонки 6069, 6078, 6082 — рис. 6.21): диатомовые комплексы отложений, накапливавшихся примерно в период 8—6 тыс. лет назад, отражают эпизодическое проникновение в озеро морских вод (Verkulich et al., 2002). Такое проникновение могло осуществляться только через бухту Извилистая (см. рис. 6.20) и с учетом высотного положения современного уреза вод озера Фигурного означает распространение морских вод в указанный период до высоты 10—12 м — это, по-видимому, максимум голоценового подъема относительного уровня моря (см. рис. 6.21). В период 6—5 тыс. лет назад проникновение морских вод в озеро Фигурное прекратилось и больше в голоцене не повторялось.

Еще одна отметка морских палеособытий была получена при исследовании донных отложений ныне пресноводного приледникового озера Далекого (см. рис. 6.20); результаты исследования указали на появление и доминирование в озере в период 1,5—1,3 тыс. лет назад морских видов диатомей (Bolshiyarov et al., 1991). Поскольку озеро Далекое находится в глубине суши, на юго-восточной границе оазиса с ледниковым склоном, морские воды могли проникать в озеро лишь в случае подъема линии налегания ледника на коренное ложе (всплывании его края), то есть при повышении и стабилизации уровня моря в течение нескольких сотен лет.

Детальную, хронологически непрерывную оценку колебаний относительного уровня моря, изменения состояния местных ледников и условий сообщения водоемов оазиса с океаническими водами удалось получить при изучении четырех колонок донных отложений из залива Рыбий Хвост и бухты Извилистой (см. рис. 6.20), отобранных в ходе российско-германской экспедиции в летнем сезоне 1993/94 г. В колонках определялся радиоуглеродный возраст отложений с применением метода AMS, анализировались ископаемые диатомовые комплексы. Результаты радиоуглеродного датирования позволили установить хронологию накопления колонок (Kulbe, 1997; Kulbe et al., 2001; Melles et al., 1997). Диатомовый анализ осадков был направлен на выявление гидрологических и экологических условий в водоемах в прошлом. В 620 образцах отложений, отобранных из каждых 5—7 см по разрезам колонок, было идентифицировано 106 видов диатомовых водорослей. В соответствии с оптимальными для развития видов условиями водной среды (соленостью, температурой, глубиной, ледовыми условиями водоема) они были отнесены к различным экологическим группам.

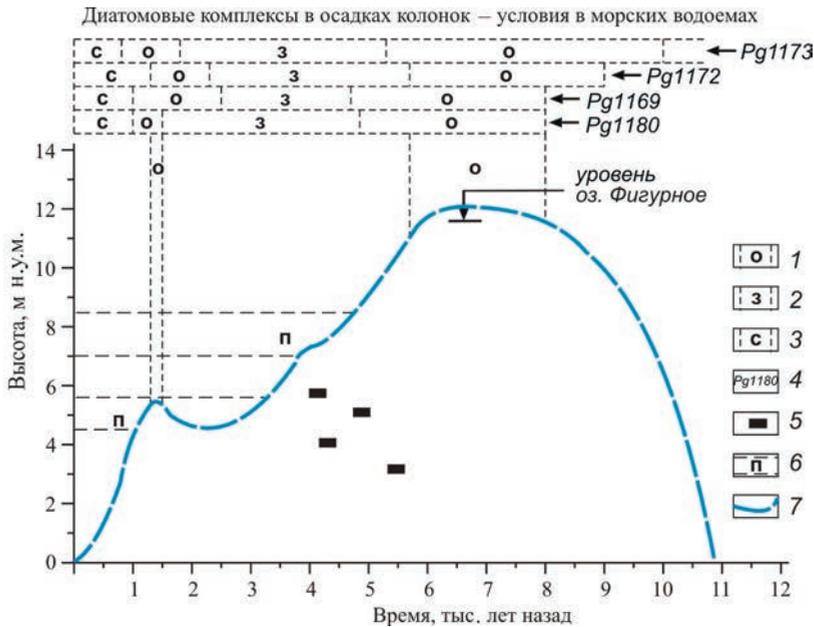


Рис. 6.21. Реконструкция кривой изменений относительного уровня моря в районе оазиса Бангера в соответствии с (Полещук, Веркулич, 2014) с изменениями.

1 — периоды улучшения связи морских водоемов с океаном; 2 — периоды ухудшения связи морских водоемов с океаном; 3 — близкие к современным условия связи морских водоемов с океаном; 4 — номера колонок донных отложений (местоположение — см. рис. 6.20); 5 — ископаемые раковины моллюсков *in situ*; 6 — интервалы высоты максимального распространения древних пляжей; 7 — реконструированная кривая изменений относительного уровня моря.

пам: морские виды (открыто-океанические, ледово-морские, планктонные, бентосные), солоноватоводные и пресноводные виды диатомей.

Анализ распределения и численного соотношения этих групп по разрезам отложений колонок в сопровождении установленной хронологии осадконакопления стал основой проведения палеоэкологических интерпретаций, которые были детально изложены в публикации Веркулича и др. (2007). В настоящей работе используются основные выводы этого анализа в контексте изменения связи морских заливов с океаном, что косвенно отражает колебания относительного уровня моря и позволяет построить кривую этих колебаний в районе оазиса.

Из рис. 6.20, 6.21 видно, что морские отложения в заливах оазиса стали накапливаться уже в раннем голоцене, в частности начиная примерно с 10 тыс. лет назад в заливе Рыбий Хвост на глубине около 90 м (колонка Pg1173), чуть позднее, 9 тыс. лет назад, в этом же заливе на глубине 17,2 м (колонка Pg11720) и около 8 тыс. лет назад в колонках из бухты Извилистой Pg1169 (глубина в точке отбора колонки 11,1 м) и Pg1180 (глубина в точке отбора колонки 36,9 м). Последовательное начало осадконакопления поверх донной морены в этих точках, различающихся глубиной и условиями проникновения в них океанических вод, указывает на растущий с начала голоцена уровень стояния морских вод. При этом диатомовые комплексы отложений колонок в период примерно 8—6 тыс. лет назад характеризуются максимальным числом открыто-океанических видов и высоким содержанием планктонных видов диатомей.

С учетом особенностей биогеографии и экологии открыто-океанических видов (Fenner et al., 1976; Zielinski, Gersonde, 1997) понятно, что они не могли вегетировать во внутренних заливах оазиса, тем более при существовавших тогда здесь относительно холодных условиях (Веркулич, 2011). Очевидно, массовый занос в заливы оазиса открыто-океанических диатомей был связан с улучшением доступа сюда океанических вод в результате подъема уровня моря. Высокое содержание планктонных видов диатомей отражает увеличение глубины водоемов. Около 7,5 и 5,7 тыс. лет назад в разрезе отложений залива Рыбий Хвост (колонка Pg1172) были захоронены створки моллюсков *in situ*, что свидетельствует о типично морском химизме вод. Все эти данные свидетельствуют об увеличении глубины водоемов и улучшении их сообщения с океаническими водами, отражая повышение уровня моря и линии налегания на дно окружающих оазис выводных ледников (Веркулич и др., 2007). Подтверждением служит также вышеупомянутый факт проникновения морских вод в озеро Фигурное.

Начиная примерно с 6,0—5,7 тыс. лет назад в рассматриваемых колонках отложений морских заливов начинают исчезать или редко встречаются открыто-океанические виды диатомей и на фоне убывания планктонных возрастает содержание бентосных видов (Веркулич и др., 2007), что означает ухудшение связи морских водоемов с океаном и уменьшение их глубины. Около 5 тыс. лет назад полностью прекращается поступление морских вод в озеро Фигурное. На берегах оазиса, начиная от современной высотной отметки 10,5 м и ниже, начинается формирование пляжей. Кроме того, на западных окраинах оазиса 6—5 тыс. лет назад формируются гряды напорной морены под условным названием Старая Эдисто (см. рис. 6.20), которые содержат перемещенные ископаемые раковины (Colhoun, Adamson, 1992). Происхождение морен можно объяснить тем, что при падении уровня моря и понижении линии налегания плавучих частей выводных ледников края этих ледников упирались в осушаемые берега, сдвигая на них со дна заливов морские отложения. В целом, все перечисленные данные указывают на начало понижения относительно уровня моря в оазисе примерно 6 тыс. лет назад.

Результаты изучения колонок донных отложений и другие геоморфологические и геологические данные показывают, что понижение относительного уровня моря, начавшееся примерно 6 тыс. лет назад, продолжалось в среднем и позднем голоцене до его современного уреза, однако имело черты стадийности. Первая стадия замедления падения или стабилизации уровня морских вод зафиксирована, как указано выше, высоким числом поднятых пляжей на высоте 7—8,5 м; судя по соотношению высоты пляжей и общей кривой хода относительного уровня моря (см. рис. 6.21), формирование этих пляжей происходило в период примерно 4,6—4,0 тыс. лет назад. В диатомовых комплексах отложений морских заливов это событие не нашло отражения: в них уменьшается содержание створок планктонных видов диатомей на фоне роста содержания бентосных видов, а в отложениях залива Транскрипции и бухты Извилистой также появляются и количественно растут солоноватоводные виды диатомей. Все это отражает, в целом, тенденцию к уменьшению глубины морских водоемов и ухудшению их связи с океаном.

Более отчетливы и разнообразны свидетельства еще одной стадии замедления понижения, стабилизации и даже возможного подъема относительного уровня моря в оазисе Бангера примерно в период 2,3—1,0 тыс. лет назад. В соответствии с результатами диатомового анализа в это время в заливе Рыбий Хвост (колонки Pg1173,

Pg1172) и в бухте Извилистой (колонка Pg1169) вновь появляются открыто-океанические виды диатомей и регистрируется уменьшение содержания бентосных видов на фоне роста планктонных видов диатомей (см. рис. 6.21). Кроме того, в отложениях колонок Pg1172 и Pg1169, накопившихся в период 2,3—1,0 тыс. лет назад, присутствуют створки моллюсков, что свидетельствует о морском химизме вод. В колонке Pg1180 из восточной котловины бухты Извилистой (см. рис. 6.20), которая около 1,5 тыс. лет назад стала водоемом с преобладанием пресноводной диатомовой флоры, в период 1,4—1,1 тыс. лет назад регистрируются заметное увеличение содержания морских и снижение содержания пресноводных видов, возрастает количество открыто-океанических и планктонных диатомей (Веркулич и др., 2007). Неоспоримым доказательством стабилизации и подъема уровня моря является упомянутое выше проникновение морских вод в озеро Далекое 1,5—1,3 тыс. лет назад (Bolshiyarov et al., 1991). По-видимому, примерно в период 2,3—1,0 тыс. лет назад на берегах заливов на высоте 4,5—5,5 м над уровнем моря формируется большое число морских пляжей.

В последнем тысячелетии падение относительного уровня моря продолжилось: в осадках колонок Pg1173, Pg1172, Pg1169 повышается содержание бентосных видов диатомей; в колонке Pg1180 отчетливо доминируют пресноводные виды диатомей, что означает условия минимального сообщения этого района бухты Извилистой с морем и максимального воздействия талых вод; во всех перечисленных колонках отсутствуют открыто-океанические виды (Веркулич и др., 2007). В последнем тысячелетии на западных окраинах оазиса формируются гряды напорной морены под условным названием Молодая Эдисто (Colhoun, Adamson, 1992), происхождение которых, как объяснялось выше, может быть связано с падением относительного уровня моря.

Выполненная нами реконструкция изменений относительного уровня моря в оазисе Бангера позволяет проанализировать соотношение эвстатических, тектонических (включая гляциоизостазию) и других факторов, влияющих на эти изменения.

Краткая история влияния оледенения и климата на ледниковую нагрузку на территории оазиса Бангера, и возможные в связи с ним процессы компенсационных движений земной коры (гляциоизостазии) начинается с того, что мощность оледенения оазиса Бангера во время ПЛМ было невелика, составляя примерно от 100 м над возвышенностями до 300 м в понижениях рельефа (Веркулич, 2011). В ходе дегляциации, уже 10—8 тыс. лет назад, ото льда освободились многие участки суши и озера, а океанические воды проникли в местные заливы. В период 8—4 тыс. лет назад от ледников освободилось более 70 % территории суши. Примерно в период 4—2 тыс. лет назад здесь преобладали теплые условия, которые способствовали увеличению свободных ото льда территорий суши; ко времени 2 тыс. лет назад ландшафты оазиса и границы окружающих ледников стали в целом напоминать современные (Melles et al., 1997).

Из рис. 6.22 видно, что с рубежа позднего неоплейстоцена и голоцена, примерно до 8 тыс. лет назад, реконструированная нами кривая хода относительного уровня моря практически совпадает с гипотетической кривой эвстатического подъема уровня моря (получена из кривой эвстатического роста уровня Мирового океана с учетом фактических максимальных высотных отметок уровня моря в оазисе). Это свидетельствует о явном преобладании эвстатической составляющей, а роль тектонических процессов (в том числе гляциоизостазии) минимальна, хотя в оазисе активно развивается дегляциация, то есть уменьшается ледниковая нагрузка на его

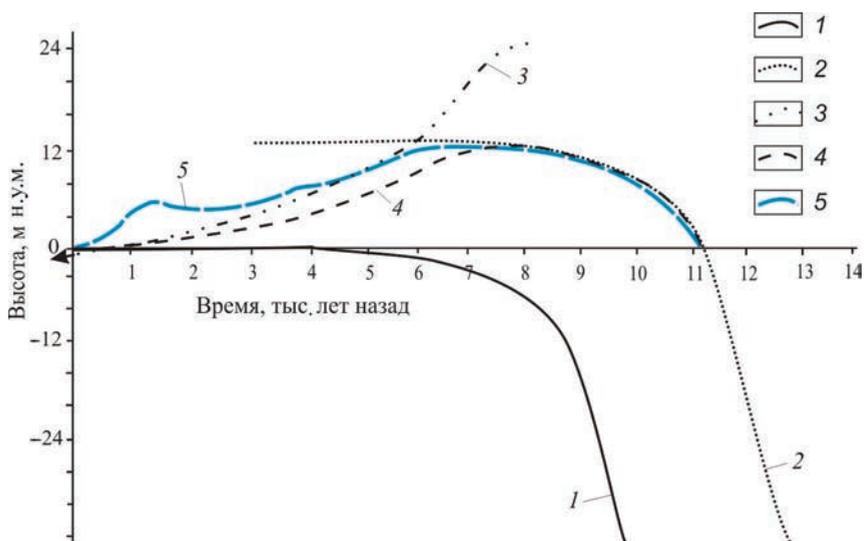


Рис. 6.22. Кривые составляющих изменения уровня моря в районе оазиса Бангера в соответствии с работой Полещук, Веркулич (2014).

1 — кривая эвстатических изменений уровня Мирового океана в соответствии с Bentley (1999); 2 — гипотетическая кривая эвстатического подъема уровня моря в районе оазиса Бангера с учетом данных о максимальных отметках стояния морских вод; 3 — гипотетическая кривая снятия гляциоизостатической нагрузки для оазиса Бангера; 4 — гипотетическая кривая изменения относительного уровня моря в районе оазиса Бангера как результат взаимодействия эвстатической и гляциоизостатической составляющих; 5 — реконструированная кривая изменений относительного уровня моря в оазисе Бангера.

территорию. При этом нельзя не отметить довольно большую разницу во времени и в значениях высоты эвстатического подъема Мирового океана и реальной высоты морских вод в оазисе в этот интервал времени (см. рис. 6.22, кривые 1, 2, 5), что вызывает некоторое недоумение.

Начиная примерно с 8 тыс. лет назад ход кривых на рис. 6.22 начинает различаться. В период 8—6 тыс. лет назад на фоне продолжающегося эвстатического роста уровня Мирового океана происходит явное уменьшение скорости роста относительного уровня моря в оазисе и его последующая стабилизация. Одной из причин этого, по-видимому, был подъем территории оазиса, значительная часть которой (включая морские бассейны) уже освободилась от покровного оледенения; при этом скорость подъема территории должна была быть схожей или немного превышать скорость эвстатического роста уровня моря.

В качестве попытки оценить роль гляциоизостазии в подъеме территории мы приводим расчетную кривую относительного изменения уровня моря как результат взаимодействия только эвстатической и гляциоизостатической составляющих (см. рис. 6.22, кривая 4). Она получена при сопоставлении гипотетической эвстатической кривой (см. рис. 6.22, кривая 2) и гипотетической кривой снятия гляциоизостатической нагрузки для оазиса Бангера (см. рис. 6.22, кривая 3), построенной по модели Goodwin, Zweck (2000) с введенными в нее параметрами оледенения ПЛМ по оазису Бангера.

Из рисунка видно, что в период 8—6 тыс. лет назад происходит расхождение расчетной и реконструированной нами кривых изменений относительного уровня

моря: последовательно возрастает превышение значений расчетной скорости поднятия территории (см. рис. 6.22, кривая 4) по отношению к фактическим значениям, установленным по палеогеографическим данным (см. рис. 6.22, кривая 5). Подобное различие может иметь несколько объяснений: неточность параметрических характеристик, введенных в модельные расчеты (вязкость мантии, толщина литосферы, параметры оледенения ПЛМ); влияние тектонических процессов, не связанных напрямую с гляциоизостазией (региональные особенности тектоники).

Примерно с 6 тыс. лет назад до настоящего времени ход приведенных на рис. 6.22 кривых показывает общую направленность: на фоне прекращения роста и стабилизации эвстатического уровня Мирового океана идет снижение относительного уровня моря в районе оазиса Бангера. Вероятно, определенную роль в этом играл компенсационный подъем территории суши оазиса Бангера как реакция на снятие ледниковой нагрузки в ходе дегляциации: за исключением нескольких интервалов времени расчетные и фактические значения скорости падения уровня моря (или поднятия территории) практически совпадают (кривые 4 и 5 на рис. 6.22 соответственно).

Серьезные различия между этими кривыми обнаруживаются около 4 тыс. лет назад и в период примерно 2,3—1 тыс. лет назад, когда реконструированная нами кривая демонстрирует замедление падения и даже рост относительного уровня моря. Сложно соотнести данные события с имеющимися сведениями о ходе дегляциации и, соответственно, с процессами гляциоизостазии, так как в оазисе не обнаружено следов серьезного повторного разрастания ледников (роста нагрузки на литосферу) для указанных интервалов времени, хотя палеоклиматические исследования говорят об относительном похолодании 2—1 тыс. лет назад (Веркулич, 2011). Скорее, эти события отображают неучтенные особенности тектонических процессов в районе или неточность в гляциоэвстатическом моделировании хода уровня Мирового океана. Например, для периода 2,3—1,0 тыс. лет назад можно предположить наличие флуктуаций непосредственно уровня Мирового океана: факты кратковременного подъема относительного уровня моря в этот период установлены также для нескольких районов Арктики и Антарктики (см. главу 4 и п. 6.2.1).

6.2.3. Изменения уровня моря в краевой зоне Антарктиды в послеледниковое время

Оценка единых региональных черт и локальных особенностей послеледникового (голоценового) изменения относительного уровня моря в краевой зоне Антарктиды, а также причин сходства и различий может быть дана на основе сопоставления реконструкций этого изменения в различных районах. Помимо приведенных в п. 6.2.1 и 6.2.2 реконструкций для острова Кинг Джордж и оазиса Бангера, кривые голоценового хода уровня моря были построены еще для нескольких районов зарубежными учеными. При построении кривых использовался различный набор геологических и геоморфологических данных, что влияет на точность выполненных реконструкций. Нами были еще раз проанализированы опубликованные данные и интерпретации, включены новые данные, а также при необходимости внесены поправки на погрешности использования радиоуглеродного метода в Антарктике (см. главу 2) в имеющиеся результаты датирования возраста морских отложений в соответствии с работами Веркулича и др. (2012б); Adamson, Pickard (1983); Baroni, Orombelli (1991); Gordon, Harkness (1992); Huang et al. (2009); Omoto (1983); Stuiver

et al. (1986); Watcham et al. (2011). Это позволило уточнить некоторые реконструкции кривых изменений уровня моря в районах, а также привести их к единой возрастной шкале сравнения. Краткое описание исходных данных и выполненных реконструкций приводятся ниже.

В районе *Берега Соя*, залив Лютцов-Хольм (см. рис. 6.1, 6.10), основной массив данных о послеледниковых изменениях уровня моря был получен при изучении морских террас и пляжей. Следы голоценового воздействия моря в рельефе были встречены на побережье всех островов и полуостровов района. На островах Онгул они прослеживаются до высоты 20—22 м над уровнем моря, на полуострове Лангхувде — до 23—25 м, на полуострове Скарвснес — до 23 м, на полуострове Скален — до 12—15 м и на полуострове Скаллевихалсен — до 14 м (Hayashi, Yoshida, 1994; Miura et al., 1998a, b; Omoto, 1977).

В разрезах голоценовых морских отложений, сложенных преимущественно тонкозернистым материалом и имеющих наибольшую мощность на берегах узких бухт, глубоких долин и озерных депрессий, захоронено большое количество морских организмов, преимущественно раковин моллюсков *Laternula elliptica* и *Adamussium colbecki*. В ходе радиоуглеродного датирования (Hayashi, Yoshida, 1994; Hirakawa, Sawagaki, 1998; Igarashi et al., 1995; Maemoku et al., 1997; Miura et al., 1998a, b; Moriwaki, 1974; Omoto, 1977; Yoshida, 1983) был определен возраст десятков раковин из разрезов. Последующие исследования донных отложений озер зарегистрировали присутствие голоценовых морских вод на островах Онгул и восточном побережье до высотной отметки 17 м, а на полуострове Скарвснес — до 38,7 м (Verleyen et al., 2017). Заметные различия в высотном распределении датировок возраста морских отложений, полученных для полуострова Скарвснес и для остальных свободных от оледенения участков, отражены при построении двух кривых изменений уровня моря в районе Берега Соя (рис. 6.23).

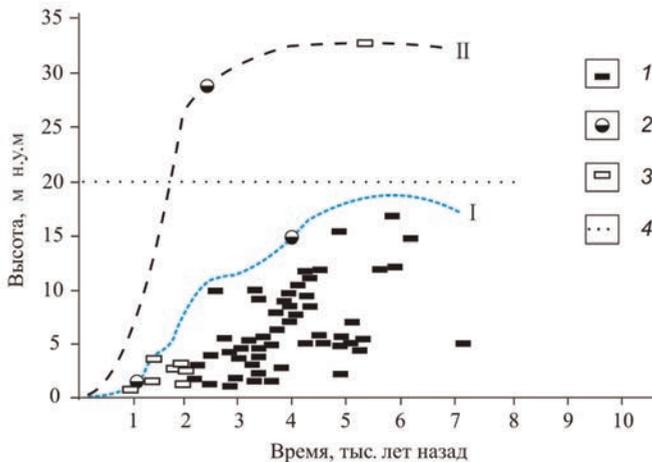


Рис. 6.23. Реконструированные кривые изменения относительного уровня моря в районе Берега Соя в соответствии с работой Веркулича и др. (2007) (I) и в соответствии с работой Verleyen et al. (2017) (II) с изменениями и дополнениями.

I — ископаемые морские организмы в морских отложениях *in situ*; 2 — переход условий в озерах от морских к пресноводным; 3 — ископаемые морские организмы на поверхности пляжей, береговых валов, террас; 4 — максимальный уровень стояния морских вод с соответствием с работой Веркулича и др. (2007).

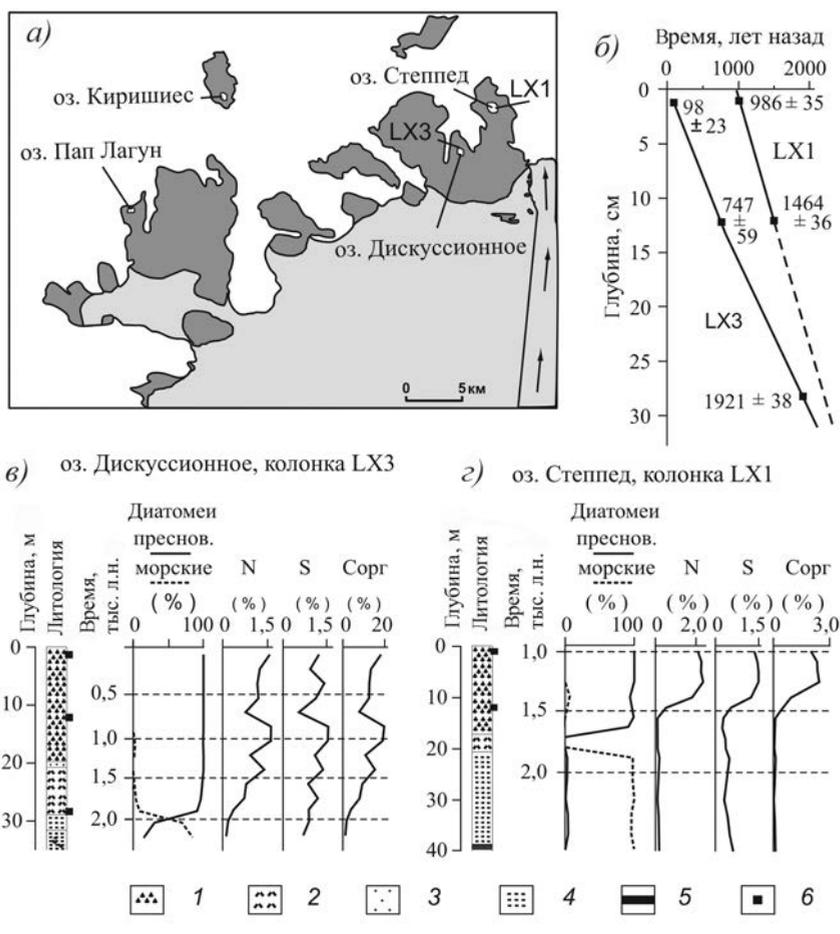


Рис. 6.24. Местоположение объектов исследования изменения относительного уровня моря в оазисе Холмы Ларсеманн (а), результаты радиоуглеродного датирования (б), диатомового и геохимического анализа колонок LX3 (в) и LX1 (г) из озер Дискуссионного и Степед в соответствии с работой Веркулича и др. (2007).

1 — водоросли; 2 — сапрпель; 3 — алевритистый песок; 4 — супесь; 5 — суглинок; 6 — точки отбора образцов для датирования.

Голоценовый ход относительного уровня моря в оазисе Холмы Ларсеманн (см. рис. 6.1) впервые был реконструирован по результатам изучения донных отложений озер Пап Лагун, Степед и Киришиес (рис. 6.24), расположенных на высоте 4, 5 и 8 м над уровнем моря соответственно. Данные литологического, диатомового, геохимического анализа и радиоуглеродного датирования возраста отложений позволили установить смену условий осадконакопления, отражающую, прежде всего, степень связи этих водоемов с морскими водами из-за колебаний уровня моря (Hodgson et al., 2001; Verleyen et al., 2004; Verleyen et al., 2005): подъем уровня моря с флуктуациями с раннего голоцена до отметок 8—9 м около 7 тыс. лет назад, а затем медленное его опускание (рис. 6.25).

Уточнение в реконструированную кривую было внесено в результате изучения отечественными специалистами коротких колонок отложений LX1 из озера Степ-

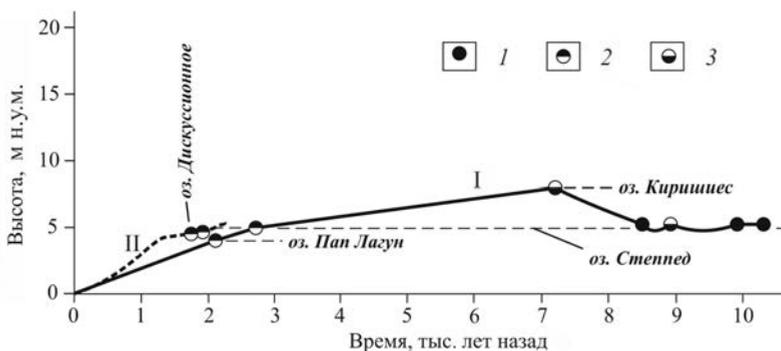


Рис. 6.25. Реконструированные кривые изменения относительного уровня моря в районе оазиса Холмы Ларсеманн в соответствии с работой Verleyen et al. (2004, 2005) (I) и в соответствии с работой Веркулича и др. (2007) (II) с изменениями и дополнениями.

I — морские условия в озерных водоемах; 2 — переход от морских условий в озерах к пресноводным; 3 — переход условий в озерах от пресноводных к морским.

пед и LX3 из озера Дискуссионного (см. рис. 6.25). Сопоставление аналитических данных детального исследования колонок позволило выявить, что после понижения уровня моря около 1,7 тыс. лет назад до современной высотной отметки 5 м озера потеряли связь с морскими водами и стали пресными. Однако позднее 1,7 тыс. лет назад морские воды оказали влияние на диатомовую флору озер, и это произошло 1,5—1,1 тыс. лет назад, вероятно, в ходе кратковременного и небольшого повышения относительного уровня моря (Веркулич и др., 2007). Этот вывод подтверждается и ранее зарегистрированным в отложениях озера Пап Лагун фактом проникновения в него морских вод около 1,5 тыс. лет назад (Verleyen et al., 2004). Таким образом, предлагаемая нами кривая изменения относительного уровня моря в районе оазиса Холмы Ларсеманн включает этап его подъема примерно в период 1,5 и 1,0 тыс. лет назад (см. рис. 6.25).

Палеогеографическая информация по изменениям уровня моря в районе *оазиса Вестфоль* (см. рис. 6.1) включает результаты датирования органического материала отложений поднятых пляжей, а также исследований донных отложений озер (рис. 6.26), включавших радиоуглеродное датирование, геохимический, диатомовый и другие виды анализа. В осадках озера Ас (уровень озера составляет 8,8 м над уровнем моря) свидетельства перехода от пресноводных условий осадконакопления к морским указывают на подъем морских вод выше данной отметки около 7,3 тыс. лет назад. Зарегистрированные в осадках озер Андерсон (уровень озера 8,4 м), Дружбы (уровень озера 8 м) и Хайвей (уровень озера 7,7 м) доказательства смены морских условий осадконакопления на пресноводные говорят о подъеме относительного уровня моря до максимальных отметок ранее 6 тыс. лет назад и о его последующем падении (Zwartz et al., 1998). Эти тренды подтверждают данные датирования возраста раковин морских моллюсков *in situ* (Adamson, Pickard, 1983; Zhang, Peterson, 1984; Huang et al., 2009). Результаты датирования раковин морских моллюсков, а также донных отложений озер Ваттс (высота уреза озера составляет 4,3 м над уровнем моря) и Органик (высота 3,5 м над уровнем моря) (Adamson, Pickard, 1983; Zwartz et al., 1998) свидетельствуют о замедлении падения, стабилизации или даже о возможном росте относительного уровня моря в период 3—1 тыс. лет назад (рис. 6.27).

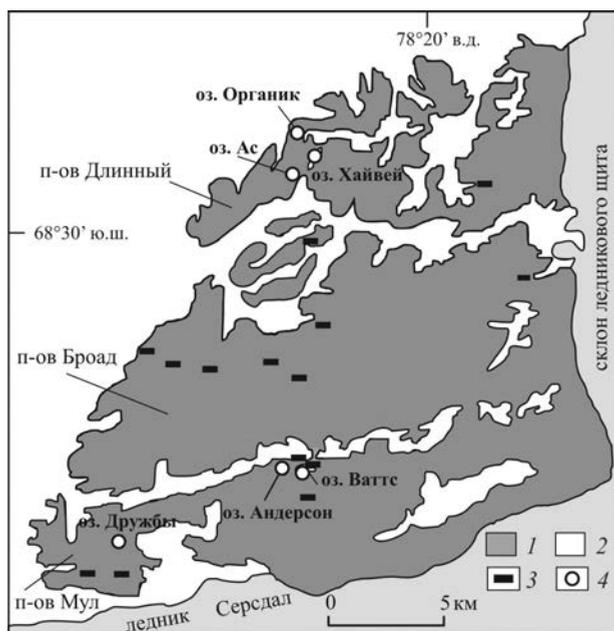


Рис. 6.26. Местоположение объектов исследования изменения относительного уровня моря в оазисе Вестфолль в соответствии с работами Adamson, Pickard (1983); Huang et al. (2009); Zhang, Peterson (1984); Zwartz et al. (1998).

1 — свободная от оледенения суша; 2 — водоемы; 3 — морские организмы в разрезах отложений; 4 — колонки донных отложений озер.

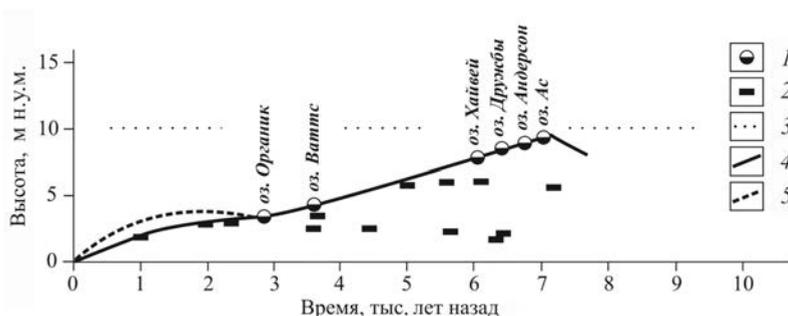


Рис. 6.27. Реконструированные кривые изменения относительного уровня моря в районе оазиса Вестфолль.

1 — переход в озерах от морских условий к пресноводным; 2 — ископаемые морские организмы в отложениях; 3 — предполагаемый уровень подъема морских вод в голоцене; 4 — реконструированная кривая в соответствии с работой Zwartz et al. (1998); 5 — предложенная нами реконструкция.

Послеледниковые изменения относительного уровня моря на *островах Виндмилл* (см. рис. 6.1) имели довольно высокую амплитуду, на что указывает серия повторяющихся поднятых пляжей на высоте 27—32 м над уровнем моря (Goodwin, 1993; Goodwin, Zweck, 2000; Kirkup et al., 2002). Подтверждением служат данные диатомового анализа колонки донных отложений озера Белл (рис. 6.28), урез которого находится на высоте 28 м над уровнем моря. В соответствии с работой Roberts et

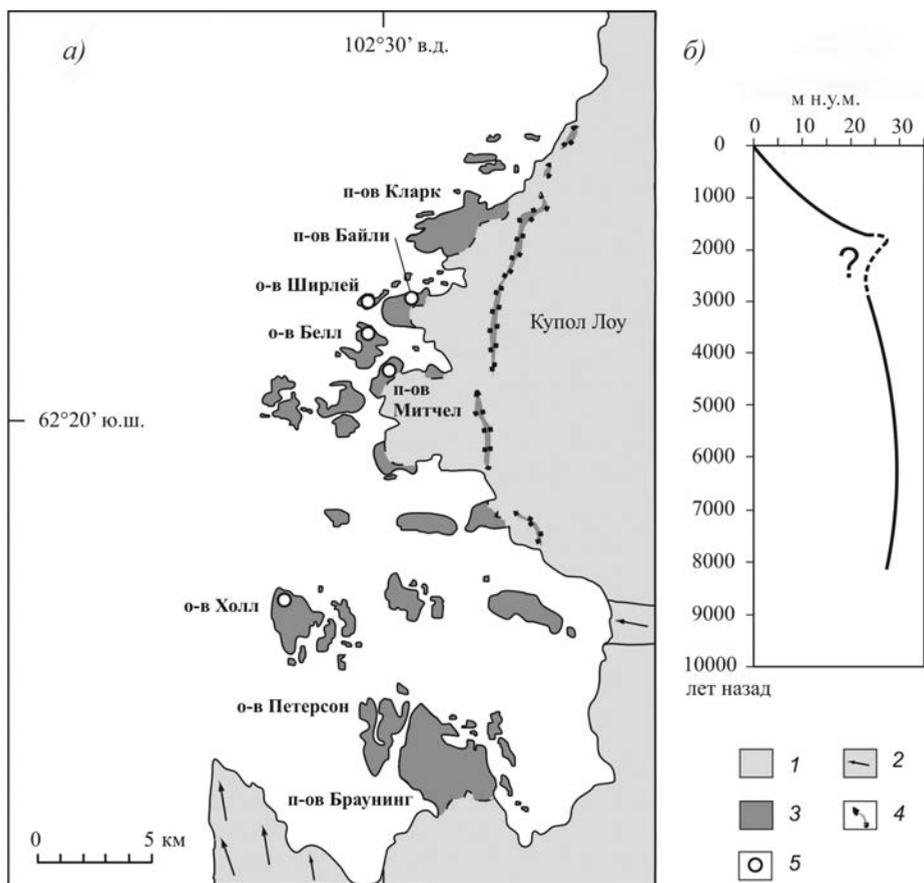


Рис. 6.28. Местоположение объектов исследования (а) и реконструкция кривой изменения относительного уровня моря на островах Уиндмилл (б) в соответствии с работами Goodwin (1993); Goodwin, Zweck (2000); Kirkup et al. (2002); Roberts et al. (2004).

1 — ледниковый склон и ледниковые купола; 2 — выводные ледники; 3 — свободная от оледенения суша; 4 — морены; 5 — колонки донных отложений озер.

al. (2004) около 9 тыс. лет назад озеро было пресноводным, после чего примерно до 8 тыс. лет назад соленость вод озера увеличивается, отражая подъем уровня моря, а с 8 тыс. лет назад примерно до 5 тыс. лет назад озеро является частью моря — в нем развивается морской планктонный комплекс диатомей. Затем начинается опреснение вод озера из-за снижения уровня моря и увеличения доли пресноводного питания, и примерно в период 3—2 тыс. лет назад озеро является пресноводным водоемом с соленостью вод менее 3 ‰.

Диатомовый комплекс отложений возраста около 1850 лет назад указывает на очень короткое и сильное увеличение солености вод (с 3 до 35 ‰), которое объясняют резким потеплением, способствовавшим испарению воды и концентрации солей в озере (Roberts et al., 2004), после чего озеро вновь становится пресноводным. Помимо приведенных выше данных, результаты изучения колонок донных отложений озер Холл, Байли, Митчел и Ширлей (см. рис. 6.28) с пресноводными условиями (Goodwin, 1993) позволили ограничить максимальные отметки при построении

нами кривой изменений уровня моря в районе. В качестве предположения мы ввели сюда пик небольшого подъема относительного уровня моря 1,9—1,8 тыс. лет назад. На наш взгляд, такой подъем может служить еще одним объяснением очень резкого кратковременного увеличения солености вод озера Белл.

В районе залива *Терра-Нова* (см. рис. 6.1), расположенного близ побережья Земли Виктории, послеледниковые изменения уровня моря достигали значительных высотных отметок: в рельефе следы воздействия морских вод на берега залива зарегистрированы на высоте более 30 м над уровнем моря. На побережьях залива сохранились и другие свидетельства послеледниковых морских событий: морские отложения пляжей и береговых валов с залегающими на их поверхности или *in situ* ископаемыми раковинами моллюсков и других морских организмов, а также органические отложения (гуано, остатки тел и яиц) в орнитогенных почвах современных и покинутых колоний пингвинов (рис. 6.29).

По степени достоверности палеоэкологической информации эти свидетельства были разделены на группы (Baroni, Orombelli, 1991). Первая связана с результатами датирования раковин моллюсков *in situ*. Их возраст характеризует время накопления вмещающих отложений, а уровень моря в это время должен был находиться



Рис. 6.29. Местоположение объектов исследования в соответствии с работами Baroni, Hall (2004); Baroni, Orombelli (1991).

1 — ледниковый склон и ледниковые купола; 2 — выводные ледники; 3 — ископаемые морские организмы в отложениях *in situ*; 4 — ископаемые морские организмы на поверхности; 5 — орнитогенные почвы в покинутых колониях пингвинов; 6 — орнитогенные почвы в современных колониях пингвинов.

выше уровня залегания раковин по меньшей мере на несколько метров. Ко второй группе относятся датировки материала из орнитогенных почв. Они указывают на минимальное время осушки места гнездования, когда уровень моря находился ниже гнезда на несколько метров. Еще одну группу составляют датировки морских организмов (обломки раковин, кораллов, мшанок) с поверхности пляжей.

На основании особенностей этой информации и высотном положении имеющихся датировок органики, скорректированных на AMRE (см. главу 2), была построена сдвоенная кривая вероятного хода голоценовых изменений относительного уровня моря (Baroni, Hall, 2004), следуя которой, уровень достигал максимальных высотных отметок в раннем голоцене, а затем стал снижаться (рис. 6.30). Проанализировав эту кривую, мы предлагаем ее уточнение. Прежде всего, это касается периода раннего голоцена: морские воды не могли в одночасье оказаться на максимальном уровне и, значит, логично предположить повышение уровня моря с раннего голоцена примерно до 8 тыс. лет назад. Еще одно возможное колебание уровня примерно в период 2,5—1,0 тыс. лет назад отражено значениями датировок возраста и высотным положением морских организмов на пляжах и береговых валах, а также органогенной почвы из колонии пингвинов (см. рис. 6.30).

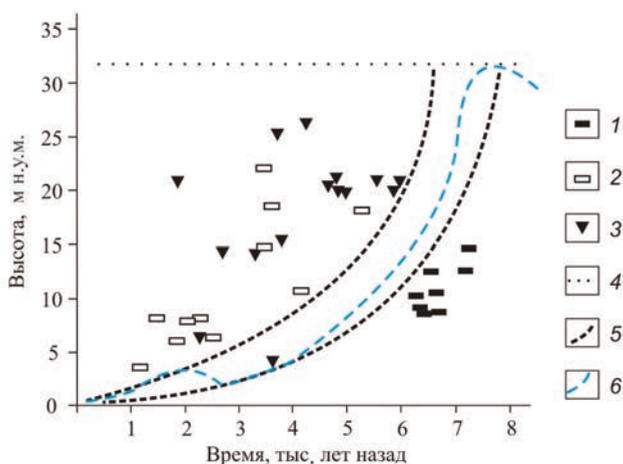


Рис. 6.30. Реконструированные кривые изменения относительного уровня моря в районе залива Terra-Nova.

1 — ископаемые морские организмы в отложениях; 2 — ископаемые морские организмы на поверхности; 3 — значения возраста орнитогенных почв в колониях пингвинов; 4 — предполагаемый уровень подъема морских вод в голоцене; 5 — реконструированные кривые в соответствии с работой Baroni, Hall (2004); 6 — предложенная нами реконструкция.

В Западной Антарктиде сведения о голоценовых морских событиях, помимо острова Кинг Джордж, были собраны также на островах Ливингстон и Джеймса Росса (см. рис. 6.1, 6.2). На острове Ливингстон данные об изменениях относительного уровня моря получены при изучении высотных отметок и возраста остатков птиц, китов и тюленей, а верхний предел распространения морских вод можно примерно оценить по уровню уреза пресноводных озер (Björck et al., 1991a, 1993; Curl, 1976; Hall, Perry, 2004; Hansom, 1979). В качестве дополнения к построенной на основе этих данных кривой изменения уровня моря (рис. 6.31), которая в целом близка к расчетной кривой (Pallas et al., 1997), мы предположили возможность стабилиза-

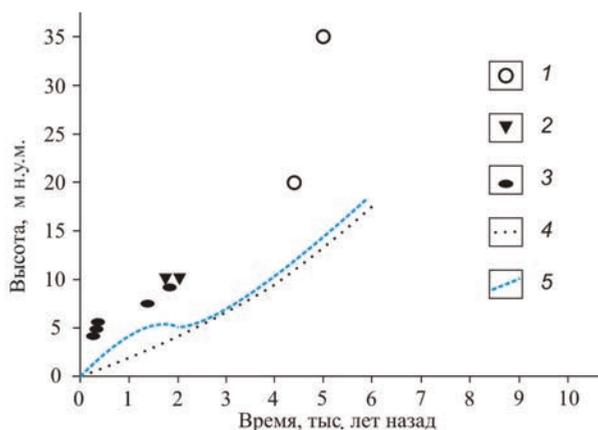


Рис. 6.31. Реконструированные кривые изменения относительного уровня моря в районе залива Terra-Nova в соответствии с работами Björck et al. (1991b, 1993); Curl (1976); Hall, Perry (2004); Hansom (1979).

1 — донные отложения пресноводных озер; 2 — значения возраста орнитогенных почв в колониях пингвинов; 3 — значения возраста остатков китов и тюленей в отложениях морских пляжей и береговых валов; 4 — расчетная кривая изменений уровня моря в соответствии с работой Pallas et al. (1997); 5 — предложенная нами реконструкция.

ции и даже небольшого подъема уровня стояния морских вод в позднем голоцене, связав это с концентрацией датировок остатков морских млекопитающих, а также фактом заселения прибрежных территорий пингвинами в этот интервал времени.

В районе острова Джеймса Росса предельные значения высоты подъема относительного уровня моря были достигнуты около 6,7 тыс. лет назад и составляли 15—20 м, после чего уровень последовательно снижался (Ingólfsson et al., 1992).

Общий ход и локальные различия изменения относительного уровня моря в краевой зоне Антарктиды можно оценить при сравнении реконструированных в 6.2.1, 6.2.2 и выше в п. 6.2.3 кривых этого изменения в конкретных районах, которые приводятся в едином формате высоты над уровнем моря и хронологии (рис. 6.32). Следует сразу отметить, что корректность выводов, получаемых на основе такого сопоставления, далека от идеальной в связи с различной степенью детализации и хронологической обоснованности выполненных палеогеографических реконструкций в конкретных районах.

Одной из общих черт для районов является подъем относительного уровня моря по меньшей мере с начала голоцена, причем уже в раннем голоцене уровень моря превышал современные высотные отметки суши в исследуемых районах на несколько метров и более (см. рис. 6.32). К сожалению, в большинстве районов определить точный высотный ход уровня морских вод в раннем голоцене не представляется возможным из-за отсутствия фактических данных, которое объясняется тем, что на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена началась активная дегляциация большинства районов (Веркулич, 2022). В ходе дегляциации следы повышения уровня моря на самых окраинах ныне свободных от оледенения участков суши подвергались активной эрозии тальными ледниковыми водами, а гидродинамические и экологические условия прибрежных морских вод вряд ли были благоприятными для формирования и сохранения морских отложений, обитания флоры и фауны. Более подтвержденным палеогеографическими данными является выделение периода 8—6 тыс. лет назад,

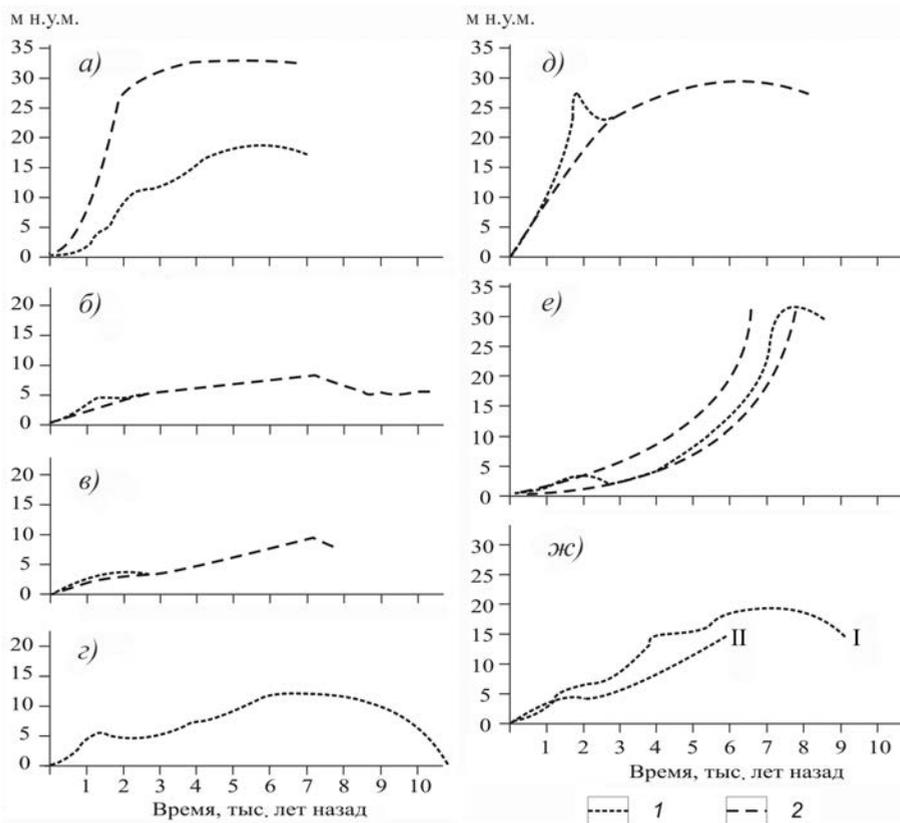


Рис. 6.32. Кривые голоценового хода относительного уровня моря (м н.у.м.) в районах краевой зоны Антарктиды, реконструированные на основе собственных и опубликованных данных (см. п. 6.2.1, 6.2.2, 6.2.3).

а) в районе Берега Соя; б) в оазисе Холмы Ларсеманн; в) в оазисе Вестфолль; г) в оазисе Бангера; д) в районе островов Уиндмилл; е) в районе залива Терра-Нова; ж) в районе Южных Шетланских островов на острове Кинг Дждж (I) и на острове Ливингстон (II).

I — реконструкции авторов; 2 — реконструкции других исследователей.

в течение которого в большинстве рассматриваемых районов краевой зоны Антарктиды регистрируется максимальный подъем относительного уровня моря. Еще одной общей чертой является преобладающее падение относительного уровня моря, которое началось в большинстве районов примерно 6—5 тыс. лет назад и, в целом, продолжалось до достижения морскими водами их нынешнего уреза.

Перечисленные общие черты послеледникового хода относительного уровня моря в краевой зоне, в принципе, соотносятся с общеизвестными гляциоэвстатическими и гляциоизостатическими представлениями (см. главу 1): с начала голоцена примерно до 8 тыс. лет назад эвстатический рост уровня моря опережал компенсационное поднятие освобождающихся от оледенения территорий; в период 8—6 тыс. лет назад трансгрессивный рост уровня замедлился и по скорости стал сравнимым с подъемом избавляющихся от ледниковой нагрузки территорий; начиная со среднего голоцена компенсационное поднятие территорий продолжалось на фоне практически стабилизировавшегося уровня Мирового океана.

Однако, помимо общих черт, реконструированные изменения уровня моря в краевой зоне Антарктиды обнаруживают несколько важных различий. Первое из них — существенная разница между установленными максимальными значениями высоты поднятия морских вод в районах (см. рис. 6.32). Если придерживаться ведущей роли процесса гляциоизостазии, то величины этого поднятия в районах зависели от ледниковой нагрузки на районы во время ПЛМ, и от геологии районов. Сравнение палеогеографических оценок мощности оледенения ПЛМ (Веркулич, 2010) и максимальных высот относительного уровня моря в районах не обнаруживает их однозначной взаимозависимости, хотя и не отвергает полностью тенденцию увеличения максимальных отметок относительного уровня моря с увеличением реконструированных мощностей оледенения.

Другой, геологический фактор, используется при моделировании расчетных кривых изменения относительного уровня моря. С одной стороны, он вносит в модель имеющиеся знания о мощности земной коры, мощности астеносферы и вязкости мантии. Однако, с другой стороны, что важно, его параметрические характеристики также оцениваются с учетом истории изменения уровня Мирового океана (гляциоэвстатической) и модели динамики ледниковых щитов (Peltier et al., 2015). Таким образом, этот фактор изначально привязан к ведущей роли гляциоизостазии.

В итоге попытки объяснения палеогеографических свидетельств о голоценовых высотах относительного уровня моря в конкретных районах только с точки зрения гляциоэвстатических и гляциоэвстатических процессов оказываются не всегда состоятельными. Например, в районе оазиса Бангера при реконструированных высотах не более 12 м расчетная кривая демонстрирует подъем до отметок более 25 м (см. п. 6.2.1). Ярким примером служит значительное различие в высоте голоценового стояния морских вод в пределах разных участков района Берега Соя (см. рис. 6.32), которое может быть объяснено только реактивацией локального разлома, неотектоническими событиями в пределах района (Verleyen et al., 2017).

Вторая особенность послеледникового хода относительного уровня моря в краевой зоне Антарктиды заключается в неравномерности падения уровня примерно с 6—5 тыс. лет назад, когда преобладающая часть рассматриваемых территорий освободилась от покровного оледенения, продолжалась их постепенная дегляциация. В наиболее детально изученных районах (остров Кинг Джордж, оазис Бангера, оазис Холмы Ларсеманн) зарегистрировано замедление падения относительного уровня моря около 4 тыс. лет назад, а также замедление падения и даже возможный незначительный рост уровня морских вод примерно в период 2,5—1,0 тыс. лет назад (см. рис. 6.32). Как показывает тщательный анализ собранных палеогеографических данных, в нескольких других районах свидетельства этих морских событий также существуют, хотя они и не так очевидны. Объяснить эти колебания с точки зрения гляциоэвстатических процессов в связи с ходом дегляциации районов трудно: в среднем — позднем голоцене в этих районах в эти периоды не происходило мощного роста наземного оледенения, которое могло бы добавить существенную ледниковую нагрузку на рассматриваемые территории. Другими объяснениями таких колебаний уровня моря (особенно, для периода 2,5—1,0 тыс. лет назад) могут служить неучтенные тектонические процессы или, с учетом регионального характера этих морских палеособытий, эвстатические колебания уровня Мирового океана.

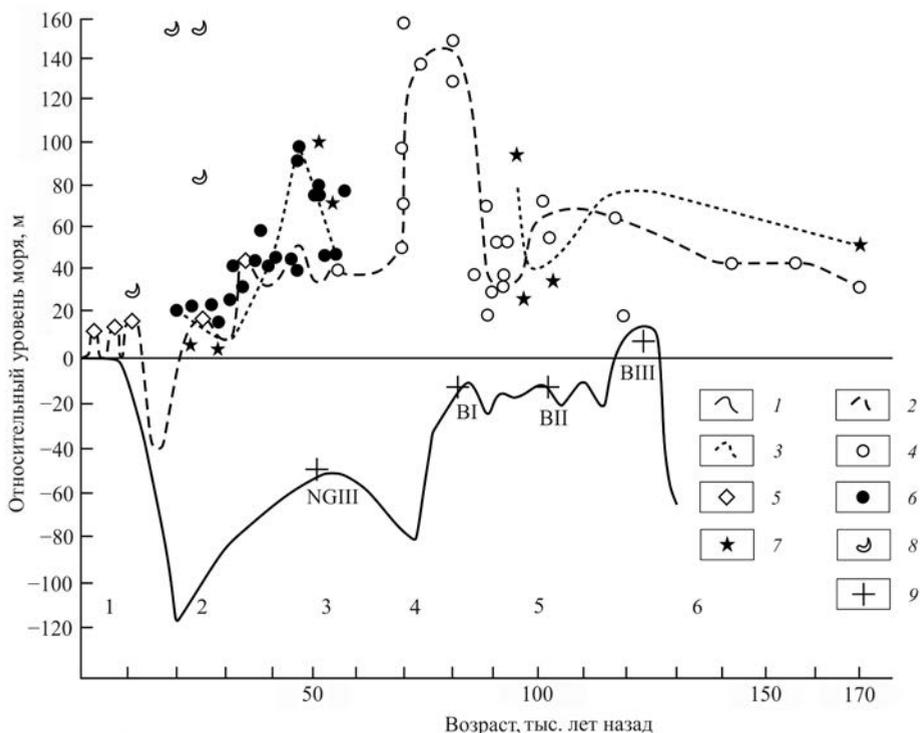
ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе представлены данные об изменениях уровня моря в полярных областях Земли в течение прошлых столетий и тысячелетий, собранные авторами в результате собственных многолетних палеогеографических исследований и анализа других публикаций по теме. Интерпретация и обобщение данных позволили реконструировать колебания относительного уровня моря в конкретных районах, определить параметры и хронологию поздненеоплейстоценовых и голоценовых морских событий регионального масштаба на обширных пространствах российской Арктики и в Антарктиде (см. главы 4 и 6).

Установленные в наших реконструкциях высотные амплитуды и временные рамки этих событий во многом противоречат гляциоэвстатической концепции хода колебаний уровня Мирового океана, базирующейся на соотношениях изотопов кислорода в раковинах фораминифер из донных отложений и датировках кораллов океанов. Сомневаясь в корректности использования этой концепции для выявления истинных колебаний уровня моря (см. главу 1), мы считаем возможным предложить и обосновать свою концепцию колебаний уровня, но не для всего Мирового океана, а, прежде всего, для Арктического бассейна.

На приведенном ниже рисунке представлены данные о высоте и возрасте поднятых береговых линий архипелага Северная Земля и полуострова Таймыр в сравнении с кривой колебаний уровня Мирового океана. Древние береговые линии (террасы, береговые валы), конусы выноса древних дельт, морские осадки на дне современных озер, датированные с помощью радиоуглеродного, ОСЛ и ЭПР методов, дают возможность представить реальные колебания уровня морей Карского и Лаптевых в позднем неоплейстоцене и голоцене. Хотя реконструированные кривые колебаний уровня для полуострова Таймыр и архипелага Северная Земля не отражают идеально размах колебаний и интервалы времени наступления минимальных и максимальных положений уровня морей, они достаточно обоснованы большим количеством датировок береговых форм рельефа и строением рельефа побережий и островов (Большаянов, Макеев, 1995; Большаянов и др., 2013; Большаянов, 2025). Сопоставление этих кривых, построенных на основе обширного фактического материала в конкретном регионе, с кривой колебаний уровня Мирового океана, построенной на сопоставлении изотопных анализов и нескольких датировках террас острова Барбадос (Shackleton, Opdyke, 1973), обнаруживает многочисленные и значительные отличия (см. рисунок ниже).

Максимальные различия между результатами датирования морских отложений и береговых линий на суше полярных областей и кривой колебаний уровня Мирового океана характерны для позднего неоплейстоцена (см. рисунок ниже). Наличие таких различий подтверждается результатами исследований и в других районах евразийской Арктики, где, например, не обнаружено фактических данных, подтверждающих понижение уровня моря в конце неоплейстоцена (15—20 тыс. лет назад) на 120 м. Предполагаемое положение уровня моря в период 57—25 тыс. лет назад (каргинская трансгрессия по сибирской шкале, МИС 3 по изотопно-кислородной



Сравнение общепринятой кривой колебаний уровня океана и фактических данных о колебаниях уровня моря в Арктике в позднем неоплейстоцене и голоцене.

1 — кривая колебаний уровня океана (Shackleton, Opdyke, 1973); 2 — кривая колебаний уровня моря для полуострова Таймыр (Большаинов, 2025); 3 — кривая колебаний уровня моря для архипелага Северная Земля; 4 — ЭПР датировки из отложений полуострова Таймыр; 5 — радиоуглеродные датировки из отложений полуострова Таймыр; 6 — радиоуглеродные датировки из отложений архипелага Северная Земля; 7 — ЭПР датировки из отложений архипелага Северная Земля; 8 — радиоуглеродные датировки костей мамонтов с острова Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля); 9 — уран-горные датировки кораллов островов Барбадос и Новая Гвинея; цифрами 1 — 6 вдоль оси абсцисс указаны номера изотопных стадий.

концепции) ниже современного на десятки метров (Астахов, Мангеруд, 2005) опровергается результатами исследований, например, на северной оконечности Евразии, где уровень моря в это время был выше современного на 40—60 м (Molodkov, 2020; Большаинов, 2025), а также другими данными (см. п. 4.1). Морские террасы высотой до 200 м на севере Евразии имеют возраст от 130 до 70 тыс. лет, и эта трансгрессия (бореальная, мгинская, казанцевская, микулинская, земская) имела продолжительность до 60 тыс. лет (Molodkov, 2012; Большаинов, 2025).

В западном секторе российской Арктики также присутствуют неоплейстоценовые морские отложения, расположенные выше современного уровня моря: на о. Колгуев (Molodkov, 1988; Большаинов, 2025; Шматова и др, 2025), на Кольском п-ове (Корсакова и др. 2004), на Западно-Сибирской равнине (Кузин, 2013), в Большеземельской тундре (Данилов, 1978; Попов, 1963). Множество свидетельств существования обширных водоемов, относящихся к разным фазам поздневалдайского оледенения, имеется также для северо-востока Русской равнины (Астахов, Свенсен, 2011)

и для Западно-Сибирской равнины (Astakhov, 2006; Mangerud et al., 2004). Все они считаются приледниковыми бассейнами в рамках действующей концепции (Назаров и др., 2025), не позволяющей поднимать уровень моря более чем на 10—15 м по сравнению с современными его значениями. Однако стоит только попытаться исследовать состав отложений, которыми сложены древние береговые линии, как определяется их морской генезис — на Таймыре (Большаянов, 2025) или в западных регионах российской Арктики (Данилов, 1978; Авдалович, Биджиев, 1984).

Для периода голоцена существующая концепция изменений уровня Мирового океана постулирует постоянный и быстрый подъем с раннего голоцена и затем стабилизацию уровня примерно на современных отметках около 5 тыс. лет назад, что также значительно отличается от результатов реконструкции колебаний уровня морей на основе палеогеографических исследований в российской Арктике (см. рисунок выше и п. 4.2 — 4.4), которые показывают неоднократные колебания уровня с амплитудой до 15 м. Последние зафиксированные здесь повышения уровня морей приходятся на время около 2 тыс., 800 и 300 лет назад.

В противоположной Арктике полярной области планеты — в Антарктиде — некоторые результаты наших исследований также противоречат общепринятой кривой хода уровня Мирового океана в позднем неоплейстоцене и голоцене, но совпадают с вышеописанными реконструкциями для Арктики. Установлено, что в пределах периода интерстадиала МИС 3 (каргинская трансгрессия по сибирской шкале) относительный уровень моря в краевой зоне Антарктиды повышался до примерно 40 м над современным уровнем (см. п. 6.1), и это значение кардинально отличается от высоты уровня моря в соответствии с глобальной кривой (см. рисунок). Попытка объяснить этот факт на основе гляциоизостатического подхода — значительным увеличением массы льда в регионах, что привело к проседанию земной коры и, соответственно, подъему относительного уровня моря (Hodgson et al., 2009), на наш взгляд, несостоятельна. Трудно представить и обосновать картину одновременного значительного роста оледенения окраин континента и присутствия здесь же морских вод в более широких, чем современные, границах. Такая ситуация, например, невозможна для острова Кинг Джордж, сокращавшего свою площадь и превращавшегося в архипелаг во время МИС 3 (см. п. 6.1.1). Реконструированные голоценовые кривые хода относительного уровня моря показывают существенные различия между установленными максимальными значениями высоты поднятия морских вод в районах краевой зоны Антарктиды, наличие колебаний уровня моря около 4 тыс. лет назад и в период 2,5—1,0 тыс. лет назад, которые трудно связать с параметрами ПЛМ и изменением ледниковой нагрузки на районы в ходе дегляциации (см. п. 6.2.3).

Несовпадение кривой изменений уровня Мирового океана с выполненными нами и другими исследователями реконструкциями колебаний уровня моря не может быть объяснено в контексте глобальной гляциоэвстатической концепции, где практически все морские события прошлого соотносятся с ледниковыми событиями. К тому же основа для модельных построений в рамках этой концепции непрерывно меняется: значения площади и объема ледниковых щитов ПЛМ, принятые ранее (Гросвальд, 1983), в настоящее время в понятиях исследователей постоянно уменьшаются (Svendsen et al., 2004) или сводятся к минимуму (Большаянов, 2006, 2025); смещается и время наступления ПЛМ, или минимума уровня моря с 17—18 тыс. лет назад (Гросвальд, 1983) до 20 тыс. лет назад (Huges et al., 2014), а теперь уже и до 25 тыс. лет назад (Boyes et al., 2023).

На наш взгляд, концептуально уровень Мирового океана, отдельных морей и внутренних водоемов на протяжении позднего неоплейстоцена и голоцена колебался и часто устанавливался на одних и тех же высотных отметках в результате круговорота воды в атмосфере, гидросфере и литосфере, а также и в более глубоких земных слоях в результате действия периодических и непериодических изменений геодинамической обстановки и тектонических движений. Тектонические движения разного порядка и знака накладывают свои особенности на положение береговых линий даже в пределах одного моря. Так, на п-ове Таймыр высота позднелепесточеновых береговых линий достигает 160 м и даже 200 м (Большаинов, 2025), а на южном побережье моря Лаптевых — только 40—50 м (Большаинов и др., 2013).

Недооцененным является и вклад подземных вод в колебания уровня моря. Примером могут служить результаты наших исследований водного баланса Ладожского озера, который определяется далеко не только поверхностным стоком, но и подземным (см. главу 5). Исследования водного баланса Каспийского и Аральского морей и доказательство поступления и оттока воды из земной коры (Кривошей, 1997) показывают, что тектонические причины являются основными в вековых и сверхвековых циклах изменения количества воды в этих крупных континентальных водоемах. Безусловно, и в настоящее время на промежутках в десятки и сотни лет внутренние силы Земли влияют на колебания уровня морей и внутренних водоемов в результате тектонических движений и флуктуации поступления воды из недр — там, где наблюдения за уровнем водоемов ведутся длительное время (десяtkи лет), выявляются короткопериодные разнонаправленные колебания уровня (Ашик и др., 2010; Моря российской Арктики..., 2021).

Таким образом, приведенные данные о колебаниях относительного уровня морей полярных областей Земли свидетельствуют о постоянных флуктуациях уровня океана на протяжении столетних, тысячелетних и более длительных этапов развития Земли. Несмотря на многочисленные предпринятые попытки разделить колебания уровня Мирового океана на эвстатические и геократические, сделать это никому не удалось. Это связано с тем, что, с одной стороны, пока недостаточно методов определения уровня моря в прошлом, а, с другой стороны, ледниковая гипотеза, принятая в науках о Земле как основополагающая теория, тормозит понимание многочисленных процессов, влияющих на динамику океана, предлагая только два механизма колебаний его уровня — баланс замерзшей в ледниковых щитах и свободной океанской воды (гляциоэвстатика) и колебания уровня поверхности Земли в результате нагрузки и последующей разгрузки земной коры ледниковыми щитами (гляциоизостазия).

В определении хронологии морских событий в прошлом также существует проблема, связанная с неточностью методов определения возраста этих событий. Пока что ни один из методов датирования отложений не имеет такой точности, которая позволила бы определять хронологию природных изменений с единой корректностью для различных по длительности интервалов времени.

Сами же события изменения уровня моря морскими геологами определяют с помощью микропалеонтологического анализа отложений, залегающих на дне моря. Эти исследования позволяют определить положение уровня моря в минимальные фазы его стояния. Высокое положение уровня моря возможно определить, лишь проводя исследования на суше, где сохранились древние береговые линии. К сожалению, эти два направления исследований пока слабо связаны друг с другом, что

в конечном счете выражается в недостаточной обоснованности причин изменений уровня моря. В результате преобладающее понимание глобального водного баланса только как прихода воды в океаны из тающих ледников и их изъятия из океанов в периоды глобальных похолоданий сильно мешает прогрессу в изучении процессов, происходящих не только в гидросфере и атмосфере, но и в литосфере, круговорот воды в которой, несомненно, связан с поверхностными водами и, возможно, является важной неучтенной составляющей трансгрессий и регрессий океана и внутренних водоемов, а также зависимых от них изменений водности рек.

Предлагаемая новая концепция колебаний уровня моря (Большаинов и др., 2025) заставляет задуматься о реальных причинах колебаний уровня морей, океанов и крупных внутренних континентальных водоемов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдалович С.А., Биджиев Р.А.* Каргинские морские террасы на севере Западной Сибири и проблема сарганского оледенения // Известия АН СССР. Серия геогр. 1984. № 1. С. 89—100.
- Аксенов А.О., Большианов Д.Ю., Правкин С.А., Лебедев Г.Б.* Голоценовые колебания уровня Ладожского озера в районе Тайпаловского залива // Проблемы Арктики и Антарктики. 2025а. № 71 (1). С. 32—45.
- Аксенов А.О., Большианов Д.Ю., Правкин С.А., Лебедев Г.Б., Пушина З.В., Зубкова П.С.* Новые сведения о позднеголоценовых изменениях уровня Ладожского озера в Южном Приладожье // Известия РГО. 2025б. Т. 157, № 3. С. 268—287.
- Аксенов А.О., Рыбалко А.Е., Науменко М.А., Токарев М.Ю., Субетто Д.А.* Строение рельефа котловины Ладожского озера по результатам интерпретации сейсмоакустических и батиметрических данных // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 4. С. 26—39.
- Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М.* К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Известия РГО. 2002. Т. 134, Вып. 5. С. 32—37.
- Антропоген Таймыра / Под ред. Н.В. Кинд, Б.Н. Леонова. М.: Наука, 1982. 184 с.
- Арсланов Х.А.* Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. 300 с.
- Астахов В.И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1207—1220.
- Астахов В.И., Мангеруд Я.* О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Доклады РАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 63—66.
- Астахов В.И., Свенсен Й.И.* Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской равнины // Региональная геология и металлогения. 2011. № 47. С. 12—27.
- Ашик И.М., Макаров А.С., Большианов Д.Ю.* Развитие берегов российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010. № 2. С. 23—27.
- Бадюков Д.Д.* Древние береговые линии как индикаторы уровня моря // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 35—59.
- Бадюкова Е.Н., Каплин П.А.* Береговые бары // Геоморфология. 1999. № 3. С. 3—13.
- Берег ледовитого моря между устьев Оленька и Крестовой с прилегающими островами, сочинена лейтенантом Анжу в 1821, 1822, 1823 гг. Карта // СПб, Картографический отдел БАН. № 5344.
- Большианов Д.Ю.* Осадконакопление в современном приледниковом озере (на примере озера Изменчивого, архипелаг Северная Земля) // Вестник ЛГУ. 1985. Т. 7, вып. 1. С. 43—50.
- Большианов Д.Ю.* Особенности рельефа антарктических оазисов // Антарктика. Геоморфологический атлас. СПб: изд-во Карта, 2011. С. 220—227.
- Большианов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб: ААНИИ, 2006. 296 с.
- Большианов Д.Ю.* Современные многолетние колебания уровня Ладожского озера и возможные причины ладожской трансгрессии позднего голоцена // Известия Русского географического общества. 2018. Т. 150. Вып. 4. С. 15—31.
- Большианов Д.Ю.* Таймыр в позднем неоплейстоцене и голоцене. СПб: ААНИИ, 2025. 568 с.
- Большианов Д.Ю., Аксенов А.О., Макаров А.С., Лазарева Е.И., Правкин С.А., Черезова А.А., Григорьев М.Н.* Геоморфологическое строение и новейшая тектоника дельты р. Лены // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65, № 2. С. 186—200.

- Большаинов Д.Ю., Веркулич С.Р.* Новые данные по истории развития оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Антарктика: Доклады комиссии. 1992. Вып. 30. С. 58—64.
- Большаинов Д.Ю., Григорьев М.Н., Максимов Г., Штраус Й., Шнайдер В., Пушина З.В., Молодьков А.Н., Кукса К.А., Петров А.Ю.* Первичные результаты бурения 66-метровой скважины на острове Самойловском в дельте р. Лены в 2018 г. / Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Вып. 7. СПб, 2020. С. 24—31.
- Большаинов Д.Ю., Ёжиков И.С., Крылов А.В., Пушина З.В., Аникина Н.Ю.* Разрез морских отложений на западном берегу залива Ахматова (остров Большевик архипелага Северная Земля) / Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Вып. 8. СПб: ВНИИОкеангеология, ААНИИ, 2021. С. 31—37.
- Большаинов Д.Ю., Зимичев В.П., Медкова О.Н.* Эстуарно-дельтовая система р. Хатанги // В кн.: Эстуарно-дельтовые системы России и Китая / Под ред. В.Н. Коротаева, В.Н. Михайлова, Д.Б. Бабича, Ли Цзунсянь, Лю Шугуан. М.: ГЕОС, 2007. С. 163—174.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С.* Колебания уровня моря — ключевой фактор дельтоформирования // Водные ресурсы. 2022. Т. 49, № 5. С. 568—582.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штофф Г.* Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб: изд-во ААНИИ, 2013. 267 с.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Штраус Й.* К морскому происхождению ледового комплекса пород и первой террасы дельты реки Лены с новыми доказательствами / Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. СПб: ВНИИОкеангеология, 2019. Вып. 5. С. 35—37.
- Большаинов Д.Ю., Макеев В.М.* Архипелаг Северная Земля. Оледенение, история развития природной среды. СПб: Гидрометеиздат, 1995. 217 с.
- Большаинов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А., Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.Ю., Анохин В.М., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г.* Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2 (82). С. 68—77.
- Большаинов Д.Ю., Соколов В.Т., Погребов Б.С., Нафиков Б.Я., Крылов А.В.* Природные условия района расположения полевой базы ААНИИ Хастыр на п-ове Хара-Тумус в Хатангском заливе // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69, № 2. С. 124—140.
- Большаинов Д.Ю., Тиде Й., Савельева Л.А., Фёдоров Г.Б., Жиров А.И., Правкин С.А., Григорьев М.Н., Арсланов Х.А., Молодьков А.Н., Рыжов Ю.В., Макаров А.С., Лазарева Е.И., Максимов Ф.Е., Шнайдер В., Поморцев О.А.* К изучению этапов развития долины реки Лены // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы VI Всероссийской научно-практической конференции. 6—8 апреля 2016 г. Якутск, 2016. С. 469—472.
- Бородин В.С., Мехтиев Э.М.* Уровень воды // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб: Гидрометеиздат, 1992. С. 188—210.
- Васильева А.Н., Галанин А.А., Лыткин В.М., Шапошников Г.И., Рожина М.С., Курбанов М.Н.* Новые данные о строении и возрасте Бестяхской террасы р. Лены (Усть-Буотамское обнажение) // Геоморфология и палеогеография. 2024. Т. 55, № 3. С. 90—108.
- Веркулич С.Р.* Изменения климата, уровня моря и оледенения в краевой зоне Антарктиды в течение последних 50 тысяч лет // Криосфера Земли. 2022. Т. XXVI, № 2. С. 3—24.
- Веркулич С.Р.* Органические отложения в гнездах пингвинов и снежных буревестников — свидетельства условий и хода дегляциации краевой зоны Антарктиды // Известия РГО. 2008. Вып. 3. С. 16—21.

- Веркулич С.Р.* Особенности морфологии и формирования морских террас на побережьях заливов оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции. 1991. № 115. С. 9—14.
- Веркулич С.Р.* Последний ледниковый максимум в краевой зоне Антарктиды: синтез палеогеографических данных // Лед и Снег. 2010. № 4. С. 91—100.
- Веркулич С.Р.* Последний ледниковый максимум и дегляциация в краевой зоне Антарктиды / Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 2011. 46 с.
- Веркулич С.Р., Большиянов Д.Ю., Пушина З.В., Кириенко Е.А.* Некоторые особенности влияния моря на развитие оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене / В кн.: Океанологические исследования Южного Океана. Л.: изд-во ЛГУ, 1990. С. 128—134.
- Веркулич С.Р., Дорожкина М.В., Пушина З.В., Татур А., Сухомлинов Д.И., Крылов А.В.* Условия интерстадиала (MIS3) и характер оледенения последнего ледникового максимума на острове Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Лед и Снег. 2013. № 1 (121). С. 111—117.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Дорожкина М.В., Меллес М., Ретермейер Ж.* Характеристика природных условий формирования отложений интерстадиала (МИС 3) острова Кинг Джордж (Западная Антарктика) на основе изучения ископаемых диатомовых комплексов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 109—119.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Савин В.Б.* Современное состояние эпишельфовых водоемов оазиса Бангера и особенности их развития в голоцене // Информ. бюл. САЭ. 1995. № 118. С. 68—77.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Сократова И.Н.* и др. Изменения уровня моря и гляциоизостазия на побережье Антарктиды в голоцене // Материалы гляциол. исслед. 2007. Вып. 102. С. 161—167.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А., Гиличинский Д.А., Абрамов А.А., Меллес М.* Изменения природной обстановки и диатомовая флора в оазисе Ширмахера (Восточная Антарктида) в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 27—42.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А., Дорожкина М.В., Сухомлинов Д.И., Курбатова Л.Е., Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М.* Голоценовые изменения природной среды на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012б. Вып. 3 (93). С. 17—27.
- Генеральная карта Якутской области и Охотского округа с показанием почтовых дорог, станций и расстояний между ними. 1826 г. // СПб, Картографический отдел БАН. № 1936а/7.
- Говоруха Л.С., Чудаков В.И., Шальгин А.М.* Радиолокационное зондирование ледникового покрова о. Кинг-Джордж (Ватерлоо) // Информационный бюллетень САЭ. 1974. № 89. С. 15—18.
- Грезе В.Н.* Таймырское озеро // Известия ВГО. 1947. Т. 79, Вып. 3. С. 289—302.
- Гричук В.П.* Методика интерпретации палеоботанических материалов для решения задач стратиграфии и корреляции отложений позднего кайнозоя // Палинологические исследования на Северо-Востоке. Владивосток, 1978. С. 57—93.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д.* Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ, 1948. 223 с.
- Гросвальд М.Г.* Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 215 с.
- Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б.* Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2 (88). С. 36—44.
- Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н.* и др. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям Западного Таймыра и островов Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 74—84.
- Данилов И.Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.

- Демидов Н.Э., Веркулич С.Р., Занина О.В., Караевская Е.С., Пушина З.В., Ривкина Е.М., Шмелев Д.Г. Кочечная морена и озерно-лагунные отложения в разрезе четвертичных отложений оазиса Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 79—90.
- Дымов В.А., Шарин В.В. Новые данные по палеогеографии голоцена архипелага Земля Франца-Иосифа (о-ва Карла Александра) // Арктика и Антарктика. 2005. Вып. 4 (38). С. 53—56.
- Евтеев С.А. Морские террасы на побережье Антарктиды // Информ. бюл. САЭ. 1962. № 33. С. 20—26.
- Евтеев С.А. Происхождение террасовидных уступов в Восточной Антарктиде // Исследования ледников и ледниковых районов. 1961. Вып. 1. С. 23—32.
- Заморуев В.В. Рельеф и современные рельефообразующие процессы п-ва Файлдс (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова) // Труды САЭ. 1972. Т. 55. С. 110—134.
- Земляков Б.Ф. Негежемская неолитическая стоянка // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1932. Вып. 2. С. 47—68.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. Москва: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки (Серия: История озер СССР) / Под ред. Д.Д. Квасова, Г.Г. Мартинсона, А.В. Раукаса. Л.: Наука, 1989. 280 с.
- Калесник С.В. Ладожское озеро. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 159 с.
- Кандрюкова Н.А. Геоморфологическая и линейная структура дельты реки Лены по материалам дистанционной съемки // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. 2014. № 1. С. 169—176.
- Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ. 1973. 265 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
- Карта Азиатской России с прилегающими к ней владениями. Издана картографическим отделом корпуса военных топографов. Исправлена в апреле 1919 г. // СПб, Картографический отдел БАН. № 1933б.
- Карта Азиатской России с прилегающими к ней владениями. Составлена при Военно-топографическом отделе Генерального штаба. 1883 г. // СПб, Картографический отдел БАН. № 1956в/169.
- Карта Восточной Сибири и Приамурья. Лист № 30. Енисейская губерния. Лист № 36 Атласа России издания Переселенческого управления Главного управления землеустройства и землепользования. 1914 // СПб, Картографический отдел БАН.
- Карта Восточной Сибири, составленная по новейшим сведениям при управлении Генерального штаба. 1855 г. // СПб, Картографический отдел БАН. № V 8849.
- Карта Якутской области 1890 г. Рисовал и дополнил Г. Майдель на основании листов III и IV карты Азиатской России. Санкт-Петербург: Издание Генерального штаба, 1894. // СПб, Картографический отдел БАН. № 1981к/3.
- Кинд Н.В. Климатохронология по изотопам кислорода // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982. Полутом 1. С. 137—141.
- Климанов В.А. Реконструкция палеотемператур и палеоосадков на основе спорово-пыльцевых данных / В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 38—48.
- Клоков В.Д., Веркулич С.Р. Особенности гидрологического режима водоемов оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Информ. бюл. РАЭ. 1994. № 118. С. 60—68.
- Кортаев В.Н. Формирование гидрографической сети Ленской дельты в голоцене // Вестник МГУ. Серия 5. География. 1984. № 6. С. 39—44.
- Кортаев В.Н., Михайлов В.Н., Бабич Д.Б., Заец Г.М., Богомолов А.Л. Гидролого-морфологические процессы, динамика гидрографической сети и русловые деформации в дельте р. Лены / В сб.: Земельные и водные ресурсы, противозрозийная защита и регулирование русел (Эрозия почв и русловые процессы № 10). М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 120—144.

- Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В.* Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // Доклады РАН. 2004. Т. 398. № 2. С. 218—222.
- Кошечкин Б.И.* Геоморфология береговой зоны / В кн.: История Ладожского, Онежского, Псково-Чудского озер, Байкала и Ханки / Под ред. Д.Д. Квасова, Г.Г. Мартинсона, А.В. Раукаса. Л.: Наука, 1990. С. 83—85.
- Кошечкин Б.И., Эжман И.М.* Голоценовые трансгрессии Ладожского озера. Санкт-Петербург / В кн.: Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера / Под ред. Н.Н. Давыдовой, Б.И. Кошечкина.: СПб, изд. РАН и РГО. 1993. С. 49—60.
- Кривинер Р.Б.* Последняя планетарная трансгрессия Мирового океана: гляциоэвстазия или тектоника? // Геотектоника. 2020. № 4. С. 27—44.
- Кривошей М.И.* Арал и Каспий (причины катастрофы). СПб, 1997. 132 с.
- Кузин И.Л.* Мифы и реалии учения о материковых оледенениях. СПб, 2013. 180 с.
- Кузнецов В.Ю.* Радиохронология четвертичных отложений. СПб: Комильфо, 2008. 312 с.
- Ладожское озеро. Атлас. СПб: Изд-во Института озераедения РАН, 2002. 129 с.
- Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. Москва: Изд-во МГУ, 1961. 407 с.
- Макаров А.С.* Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р. Лена в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Санкт-Петербург, 2009. 17 с.
- Макаров А.С., Большианов Д.Ю.* Органоминеральные отложения как индикатор положений уровня моря в прошлом // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 1 (111). С. 46—57.
- Макаров А.С., Трунин А.А.* Изменчивость уровня полярных морей России в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 101—110.
- Макеев В.М.* Колебания уровня Обской губы в голоцене / В сб.: Географические и гляцио-логические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 137—146.
- Макеев В.М., Бердовская Г.Н.* Стратиграфия средне- и верхнечетвертичных отложений Берега Прончищева и прилегающей части гор Бырранга // Природа полярных стран. Труды ААНИИ. 1973. Т. 318. С. 114—139.
- Макеев В.М., Большианов Д.Ю., Медкова О.Н., Савин В.Б., Фёдоров Г.Б.* Особенности морфологии долины устьевого участка Оби и история формирования современной дельты / В сб.: Географические и гляцио-логические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 125—137.
- Маккавеев Н.И., Хмельёва Н.В., Заитов И.Р., Лебедева Н.В.* Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1961. 195 с.
- Максимов Е.В.* Длительность последнего ледникового периода в Антарктиде // Известия РГО. 1998. Т. 130, Вып. 6. С. 71—81.
- Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н., Козырева М.Г.* Новые данные по голоценовой истории Ладожского озера / В кн.: Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера / Под ред. Н.Н. Давыдовой, Б.И. Кошечкина. СПб: изд. РАН и РГО, 1993. С. 61—73.
- Марков К.К.* Последледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии. 1949. № 12. С. 213—220.
- Марков К.К., Порецкий В.В., Шляпина Е.В.* О колебаниях уровней Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1934. № 4 (1). С. 71—129.
- Миддендорф А.Ф.* Путешествие на север и восток Сибири. Часть I. Север и восток Сибири в естественноисторическом отношении. СПб: ГеоГраф, 2004. 758 с.
- Митяев М.В.* Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2014. 226 с.

- Михайлов В.Н. Эти изменчивые речные дельты // Природа. 2002. № 4. С. 43—49.
- Михайлов В.Н., Добролюбов С.А. Гидрология. Москва, Берлин: DirectMedia, 2017. 752 с.
- Молодьков А.Н. Каргинское время (МИСЗ): геохронологические свидетельства по данным ЭПР и ОК-ОСЛ-анализов раковин морских моллюсков и вмещающих отложений // Материалы междунар. конф. «Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов», симпозиума Германской академии естествоиспытателей «Леопольдина», Международного полевого симпозиума INQUA PeriBaltic WG. СПб: изд-во СПбГУ, 9—17 сентября 2012. С. 215—219.
- Молодьков А.Н., Хютт Г.И., Макеев В.М. и др. Определение возраста раковин моллюсков из морских отложений островов Октябрьской Революции и Котельный методом ЭПР / В сб.: Новые данные четвертичной геохронологии. М.: Наука, 1987. С. 236—243.
- Мяжков С.М. Антарктида: прошлое и будущее оледенения. М.: изд-во МГУ, 1989. 160 с.
- Назаров Д.В., Никольская О.А., Жигмановский И.В., Жигмановская С.В., Гладышева А.С., Колбанова А.В., Ручкин М.В., Черезова А.А. Гигантские приледниковые озера арктической части Западной Сибири в позднем неоплейстоцене / Тезисы XI Всерос. конф. по изучению четвертичного периода. СПб: Институт Карпинского, 2025. С. 114.
- Николаевская Т.С., Филлимонова Л.В., Елькина Н.А. Методы исследования пыльцы и спор. Петрозаводск: изд-во Карельского научного центра РАН, 2015. 93 с.
- Орлёнок В.В. История океанизации Земли. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 248 с.
- Орлов А.И. Географические исследования на полуострове Файлдс // Труды САЭ. 1972. Т. 58. С. 184—207.
- Палеоклимат полярных областей Земли в голоцене / Под ред. Д.Ю. Большаинова, С.Р. Веркулича. СПб: ААНИИ, 2019. 204 с.
- Пилик Д.И., Медведев И.П., Архипкин В.С. Многолетние изменения уровня Чёрного моря / Тезисы докладов VIII Всерос. науч. конф. «Моря России: современные методы исследований и их практическое применение». Севастополь: Морской гидрофизический институт РАН. 2024. С. 88—90.
- Питулько В.В., Каспаров А.К., Анисимов М.А. Стоянка Олений Ручей в Центральном Таймыре // Естественная история российской Восточной Арктики. М.: ГЕОС, 2003. С. 50—70.
- Полещук К.В., Веркулич С.Р. Реконструкция изменений уровня моря в районе оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 2 (100). С. 15—24.
- Полещук К.В., Веркулич С.Р., Ёжиков И.С., Пушина З.В. Последледниковые изменения относительного уровня моря на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Лед и Снег. 2016. Т. 56, № 102. С. 92—103.
- Попов А.И. Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры / В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: изд-во МГУ, 1963. С. 24—49.
- Правкин С.А., Большаинов Д.Ю. Новые результаты геоморфологического изучения и датирования отложений долины нижней Лены на участке Сиктях — Кюсюр / Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Вып. 6. СПб, 2019. С. 141—145.
- Правкин С.А., Большаинов Д.Ю., Поморцев О.А., Савельева Л.А., Молодьков А.Н., Григорьев М.Н., Арсланов Х.А. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 2. С. 209—229.
- Правкин С.А., Большаинов Д.Ю., Пушина З.В., Абдрахманов И.А., Сергеева В.М., Ишалина О.Т. Новые данные о геоморфологическом строении холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида) по результатам исследований в 68-й Российской антарктической экспедиции / Материалы Всерос. науч.-практич. конф. с международным участием «IX Щукинские чтения: к 80-летию кафедры геоморфологии и палеогеографии и 270-летию Московского университета» и XXXVIII Пленуму геоморфологической комиссии РАН, Москва, 3—6 апреля 2025 г. М.: изд.ИГ РАН, МГУ, 2025. С. 493—497.

- Пушина З.В., Веркулич С.Р., Гиличинский Д.А., Татур А. Диатомовая флора и биостратиграфия наземных и донных осадков оазиса Ширмахера (Восточная Антарктида) в позднем плейстоцене // *Материалы по биостратиграфии, фауне и флоре фанерозоя России, Атлантики и Антарктиды. Труды НИИГА — ВНИИОкеангеология.* 2013. Т. 226. С. 176—191.
- Разрез новейших отложений Мамонтова гора / Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1973. 198 с.
- Руднев А.С. О наводнениях на реках Якутии / В сб.: *Вопросы географии Якутии.* Вып. 6. Метеорологические и гидрологические наблюдения. Л.: Гидрометеиздат, 1973. С. 48—57.
- Ружицкий С.З. О времени образования оазиса Бангер-Хиллс // *Информ. бюл. САЭ.* 1960. № 20. С. 10—14.
- Саидова Х.М. Экология шельфовых сообществ фораминифер и палеосреда голоцена Берингова и Чукотского морей. М.: Наука, 1994. 94 с.
- Сакс В.Н. Колебания уровня моря в устье Енисея в четвертичный период // *Природа.* 1947. № 5. С. 51—54.
- Симонов И.М. Физико-географическая характеристика п-ова Файлдс // *Антарктика: Доклады комиссии.* 1975. Вып. 14. С. 128—135.
- Спорово-пыльцевой анализ / Под ред. Е.М. Покровской. М.: Госгеолитиздат, 1950. 570 с.
- Тараканов Ю.А. Отражение внутреннего строения Земли в рельефе водной поверхности океана // *Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет.* М.: Наука, 1982. С. 23—51.
- Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Урванцев Н.Н. Таймырская геологическая экспедиция 1929 г. // *Труды Главного геолого-разведочного управления ВСНХ СССР.* 1931. Вып. 65. 45 с.
- Часть Мангазейского и Якуцкого уездов с устьями рек Енисей и Лена сочинённая Ию Трускат 1770. Карта // СПб, Картографический отдел БАН. № VPI/266.
- Чернова Г.М. Спорово-пыльцевой анализ отложений плейстоцена-голоцена. Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 128 с.
- Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания строения и формирования аллювиальных свит // *Труды Института геологических наук.* 1951. Вып. 135. № 55. 275 с.
- Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.А., Погодина И.А., Большаинов Д.Ю., Гусев Е.А. Новые данные по позднечетвертичной стратиграфии и палеогеографии Вейдефьорда (Западный Шпицберген) // *Доклады РАН.* 2007. Т. 412, № 6. С. 822—824.
- Шеффер Е.Г. Некоторые черты развития южного Приладожья в голоцене // *Вестник ЛГУ. Сер. Геология. География.* 1967. Вып. 12 (2). С. 159—162.
- Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю., Шалыгин А.Л. Причины повышения уровня Каспийского моря / В сб.: *Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна.* СПб: Гидрометеиздат, 2003. С. 254—266.
- Шитов М.В. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2007. 17 с.
- Шматова А.Г., Бартова А.В., Лобков В.А., Петров Д.Г. Разрез четвертичных отложений восточной части острова Колгуев / Тезисы XI Всерос. конф. по изучению четвертичного периода. СПб: Институт Карпинского, 2025. С. 215—216.
- Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1974. 383 с.
- Abakumov E. V., Polyakov V. I., Orlova K. S. Podzol development on different aged coastal bars of Lake Ladoga // *Вестник Томского гос. ун-та. Биология.* 2019. № 48. С. 6—31.
- Adamson D. A., Pickard J. Cainozoic history of the Vestfold Hills // In: *Antarctic oasis: Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills.* Sydney etc.: Academic Press Australia, 1986. P. 63—99.

- Adamson D.A., Pickard J.* Late Quaternary ice movement across the Vestfold Hills, East Antarctica / In: Oliver R.L., James P.R., Jago J.B. (Eds.). Canberra: Australian Academy of Science, 1983. P. 465—469.
- Ahn I.Y.* Ecology of the Antarctic bivalve *Laternula elliptica* (King and Broderip) in Collins Harbor, King George Island: benthic environment and an adaptive strategy // Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas (Memoirs of NIPR, Special issue 50). Tokyo: NIPR, 1994. P. 1—10.
- Ailio J.* Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung // Bulletin de la commission Geologique de Finlande. 1915. No. 45. P. 1—186.
- Anderson J.B., Shipp S.S., Lowe A.L., Wellner J.S., Mosola A.B.* The Antarctic ice sheet during the last glacial maximum and its subsequent retreat history: a review // Quat. Sci. Rev. 2002. V. 21, No. 1—3. P. 49—70.
- Astakhov V.I.* Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // Boreas. 2006. V. 35. P. 607—621.
- Astakhov V., Mangerud J.* The Geochronometric Age of Late Pleistocene Terraces on the Lower Yenisei // Dokl. Earth Sci. 2007. V. 416, No. 7. P. 1022—1026.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* Diatom biostratigraphy: Kerguelen Plateau and Prydz Bay regions of the Southern Ocean // Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991. V. 119. P. 547—598.
- Baroni C.* Notes on late-glacial retreat of the Antarctic ice-sheet and Holocene environmental changes along the Victoria Land / In: Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas (Memoirs of National Institute of Polar Research, Special issue, 50). Berkman P.A., Yoshida Y. (eds.). Tokyo: NIPR, 1994. P. 85—107.
- Baroni C., Hall B.L.* A new Holocene relative sea-level curve for Terra Nova Bay, Victoria Land, Antarctica // J. Quat. Sci. 2004. V. 19. No. 4. P. 377—396.
- Baroni C., Orombelli G.* Glacial geology and geomorphology of Terra Nova Bay (Victoria Land, Antarctica) // Memorie Societa Geologica Italiana. 1989. V. 33. P. 171—193.
- Baroni C., Orombelli G.* Holocene glacier variations in the Terra Nova Bay area (Victoria Land, Antarctica) // Antarctic Sci. 1994. V. 6 (4). P. 497—505.
- Baroni C., Orombelli G.* Holocene raised beaches at Terra Nova Bay, Victoria Land, Antarctica // Quat. Res. 1991. V. 36. P. 157—177.
- Barsch D., Mäusbacher R.* New data on the relief development of the South Shetland Islands, Antarctica // Interdisciplinary Sci. Rev. 1986. V. 11 (2). P. 211—218.
- Bauch H., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R., Kassens H., Grootes P., Thiede J., Heine-meier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 125—139.
- Bauch H., Polyakova E.* Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian Margin: Implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // Paleoceanography. 2003. V. 18. No. 2. P. 1027.
- Bennett K.D., Willis K.J.* Pollen / Tracking environmental change using lake sediments. V. 3. Terrestrial, algal, and siliceous indicators / J.P. Smol, H.J.B. Birks, W.M. Last (eds.). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. P. 4—32.
- Bentley M.J.* Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change // Quat. Sci. Rev. 1999. V. 18. P. 1569—1595.
- Bentley M.J., Anderson J.B.* Glacial and marine geological evidence for the ice sheet configuration in the Weddell Sea — Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum // Antarctic Sci. 1998. V. 10 (3). P. 309—325.
- Berg S., Wagner B., Crèmer H., Leng M.J., Melles M.* Late Quaternary environmental and climate history of Rauer Group, East Antarctica // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 297. P. 201—213.
- Berger G.W., Doran P.T.* Luminescence-dating zeroing tests in Lake Hoare, Taylor Valley, Antarctica // J. Paleolimnology. 2001. V. 25. P. 519—529.
- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M.* Pollen analysis and pollen diagrams / In: Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. New York: John Wiley & Sons, 1986. P. 455—484.

- Berkman P.A., Andrews J.T., Björck S. et al.* Circum-Antarctic coastal environmental shifts during the Late Quaternary reflected by emerged marine deposits // *Antarctic Sci.* 1998. V. 10 (3). P. 345—362.
- Berkman P.A., Forman S.L.* Pre-bomb radiocarbon and the reservoir correction for calcareous marine species in the Southern Ocean // *Geoph. Res. Lett.* 1996. V. 23. P. 363—366.
- Birkenmajer K.* Raised marine features and glacial history in the vicinity of H. Arctowski station, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica) // *Bull. Polish Academy of Sciences. Earth Sci.* 1981. V. 29. P. 109—117.
- Björck S., Håkansson H., Olsson S. et al.* Paleoclimatic studies in South Shetland Islands, Antarctica, based on numerous stratigraphic variables in lake sediments // *J. Paleolimnology.* 1993. V. 8. P. 233—272.
- Björck S., Håkansson H., Zale R. et al.* A late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications // *Antarctic Sci.* 1991a. V. 3. No. 1. P. 61—72.
- Björck S., Hjort C., Ingólfsson O., Skog G.* Radiocarbon dates from the Antarctic Peninsula region — problems and potential // *Quaternary Proceedings.* 1991b. V. 1. P. 55—65.
- Bohaty S.M., Sherwood W., Wise Jr. S.W., Duncan R.A., Leah Moore C., Wallace P.J.* Neogene diatom biostratigraphy, tephra stratigraphy and chronology of ODP Hole Leg 1138A, Kerguelen Plateau // *Proc. Ocean Drilling Program. Scientific Results.* 2003. V. 183. P. 1—53.
- Bolshiyarov D., Verkulich S., Pushina Z., Kirienko E.* Some features of the Late Pleistocene and Holocene history of the Bunger Hills (East Antarctica) // 6th Intern. Symp. on Antarctic Earth Sci. Abstracts. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1991. P. 66—71.
- Boyes M., Linch L., Pearse D., Nash D.* The last Fennoscandian Ice Sheet glaciation on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 2): Ice sheet margin positions, evolution, and dynamics // *Quat. Sci. Rev.* 2023. V. 300. doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107872
- Broecker W., Thurber D., Goddard J., Ku T., Matthews R., Mesoelle K.* Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments // *Science.* 1968. V. 159. No. 3812. P. 297—300.
- Burgess J., Carson C., Head J., Spate A.* Larsemann Hills: not heavily glaciated during the Last Glacial Maximum / In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes.* Siena: Siena University, 1997. P. 841—843.
- Burgess J.S., Spate A.P., Shevlin J.* The onset of deglaciation in the Larsemann Hills, Eastern Antarctica // *Antarctic Sci.* 1994. V. 6. P. 491—495.
- Clapperton C.M.* Quaternary glaciations in the Southern Ocean and Antarctic Peninsula area // *Quat. Science Reviews.* 1990. V. 9. P. 229—252.
- Clapperton C.M., Sugden D.E.* Late Quaternary glacial history of George VI Sound area, West Antarctica // *Quat. Research.* 1982. V. 18. P. 243—267.
- Cody R.D., Levy R.H., Harwood D.M., Sadler P.M.* Thinking outside the zone: High-resolution quantitative diatom biochronology for the Antarctic Neogene // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2008. V. 260. P. 92—121.
- Colhoun E.A., Adamson D.A.* Raised Beaches of the Bunger Hills, Antarctica // *Australian National Antarctic Research Expedition Reports.* 1992. V. 136. 47 p.
- Colhoun E.A., Mabin M.C.G., Adamson D.A., Kirk R.M.* Antarctic ice volume and contribution to sea-level fall at 20,000 yr BP from raised beaches // *Nature.* 1992. V. 358. P. 316—319.
- Cremer H., Gore D., Melles M., Roberts D.* Palaeoclimatic significance of late Quaternary diatom assemblages from southern Windmill Islands, East Antarctica // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2003. V. 195. P. 261—280.
- Curl J.E.* A glacial history of the South Shetland Islands, Antarctica // *Ohio State University, Institute of Polar Studies Report.* 1976. V. 63. P. 1—74.
- De Geer G.* Öfversigt öfver mina kvartägeologiska iakttagelser under en nyligen afvslutad resa till Finland och Ryssland // *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar.* 1893. No. 15 (7). P. 537—538.

- Demidov N., Verkulich S., Pushina Z., Rivkina E., Shmelev D., Zanina O., Belova N., Melles M., Rethemeyer J. A geological cross section of Neogene to Quaternary sediments in the Larsemann Hills, East Antarctica // *Polar Sci.* 2025. 101214.
- Doran P.T., Berger G.W., Lyons W.B. et al. Dating Quaternary lacustrine sediments in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1999. V. 147. P. 223—239.
- Edwards R.L., Chen J.H., Wasserburg G.J. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{234}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500 000 years // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1986. V. 81. P. 175—192.
- Elverhøi A. Evidence for a late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea // *Nature.* 1981. V. 295. P. 641—642.
- Emiliani C., Shackleton N. The Brunhes Epoch: Isotopic Paleotemperatures and Geochronology // *Science.* 1973. V. 183. P. 511—514.
- Fægri K., Iversen J. Textbook of pollen analysis. IV Ed. Caldwell: The Blackburn Press, 1989. 328 p.
- Fairbanks R.G. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // *Nature.* 1989. V. 342. P. 637—642.
- Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level // *Phys. Chem. Earth.* 1961. V. 4. P. 99—185.
- Fenner J., Schrader H.-J., Wienigk H. Diatom phytoplankton studies in the Southern Pacific Ocean, composition and correlation to the Antarctic Convergence and its paleoecological significance // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* 1976. V. 35. P. 757—813.
- Gersonde R., Burckle L.H. Neogene diatom biostratigraphy of ODP Leg 113, Weddell Sea (Antarctic Ocean) // *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1990. V. 113. P. 761—789.
- Goodwin I.D. Holocene deglaciation, sea-level change, and the emergence of the Windmill Islands, Budd Coast, Antarctica // *Quat. Res.* 1993. V. 40. P. 70—80.
- Gao Y., Yang L., Mei Y. et al. Ice sheet changes and GIA-induced surface displacement of the Larsemann Hills during the last 50 kyr // *J. Geoph. Res.: Solid Earth.* 2020. V. 125. e2020JB020167. doi.org/10.1029/2020JB020167
- Goodwin I.D., Zweck C. Glacio-isostasy and glacial ice load at Law Dome, Wilkes Land, East Antarctica // *Quat. Res.* 2000. V. 53. P. 285—293.
- Gordon J.E., Harkness D.D. Magnitude and geographic variation of the radiocarbon content in Antarctic marine life: implications for reservoir corrections in radiocarbon dating // *Quat. Sci. Rev.* 1992. V. 11. P. 697—708.
- Gore D.B. Last glaciation of Vestfold Hills: extension of the East Antarctic ice sheet or lateral expansion of Sørsdal Glacier // *Polar Record.* 1997. V. 33 (184). P. 5—12.
- Gore D.B., Colhoun E.A. Regional contrast in weathering and glacial sediments suggests long term subaerial exposure of Vestfold Hills, East Antarctica / *The Antarctic Region: Geological evolution and processes (Proc. 7th Intern. Symp. on Antarctic Earth Sciences, Siena, 1995).* Ricci C.A. (ed.). Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. P. 835—839.
- Gore D.B., Colhoun E.A., Bell K. Derived constituents in the glacial sediments of the Vestfold Hills, East Antarctica // *Quat. Sci. Rev.* 1994. V. 13. P. 301—307.
- Gore D.B., Rhodes E.J., Augustinus P.C., Leishman M.R., Colhoun E.A., Rees-Jones J. Bunger Hills, East Antarctica: ice free at the Last Glacial Maximum // *Geology.* 2001. V. 29. P. 1103—1106.
- Gromig R., Lebas E., Savelieva L., Pushina Z., Fedorov G., Brill D., Lenz M., Krastel S., Wagner B., Kostromina N., Mustafin M., Melles M. Sedimentation history of Lake Taymyr, Central Russian Arctic, since the Last Glacial Maximum // *J. Quat. Sci.* 2021. P. 1—17.
- Guiot J. Methodology of the last climatic cycle reconstruction from pollen data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1990. V. 80. P. 49—69.
- Hall B.L. Late-Holocene advance of the Collins Ice Cap, King George Island, South Shetland Islands // *The Holocene.* 2007. V. 17 (8). P. 1253—1258.

- Hall B.L., Perry E.R. Variations in ice rafted detritus on beaches in the South Shetland Islands: a possible climate proxy // *Antarctic Sci.* 2004. V. 16. No. 3. P. 339—344.
- Hambrey M.T., Glasser N.F., McKelvey B.C., Sugden D.E., Fink D. Cenozoic Landscape evolution of an East Antarctic oasis (Radok Lake area, northern Prince Charles Mountains) and its implication for the glacial and climatic history of Antarctica // *Quat. Sci. Rev.* 2007. V. 26. P. 598—626.
- Hansom J.D. Radiocarbon dating of a raised beach at 10 m in the South Shetland Islands, Antarctica // *Marine Geology.* 1979. V. 53. P. 211—229.
- Harwood D.M., McMinn A., Quilty P.G. Diatom biostratigraphy and age of the Pliocene Sørsdal Formation, Vestfold Hills, East Antarctica // *Antarctic. Sci.* 2000. V. 12 (4). P. 443—462.
- Hayashi M., Yoshida Y. Holocene raised beaches in the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica // *Memoirs of National Institute of Polar Research. Special Issue.* 1994. V. 50. P. 49—84.
- Hirakawa K., Sawagaki T. Radiocarbon dates of fossil shells from raised beach sediments along the Soya Coast, East Antarctica — a report on a geomorphological survey during JARE-35 (1993-94) // *Antarctic Rec.* 1998. V. 42. P. 151—167.
- Hjort C., Funder S. Mountain-derived versus shelf-based glaciations on the western Taymyr Peninsula, Siberia // *Polar Res.* 2008. V. 27. No. 2. P. 273—279.
- Hodgson D.A., Noon P.E., Vÿverman W., Bryant C.L., Gore D.B., Appleby P., Gilmour M., Verleyen E., Sabbe K., Jones V.J., Ellis-Evans J.C., Wood P.B. Were the Larsemann Hills ice-free through the Last Glacial Maximum? // *Antarctic Sci.* 2001. V. 13. No. 4. P. 440—454.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Sabbe K., Squier A.H., Keely B.J., Leng M.J., Saunders K.M., Vÿverman W. Late Quaternary climate-driven environmental change in the Larsemann Hills, East Antarctica, multi-proxy evidence from a lake sediment core // *Quat. Res.* 2005. V. 64. P. 83—99.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Squier A.H., Sabbe K., Keely B.J., Saunders K.M., Vÿverman W. Interglacial environments of coastal east Antarctica: comparison of MIS1 (Holocene) and MIS5e (Last Interglacial) lake-sediment records // *Quat. Sci. Rev.* 2006. V. 25. P. 179—197.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Vÿverman W., Sabbe K., Leng M.J., Pickering M.D., Keely B.J. A geological constraint on relative sea level in Marine Isotope Stage 3 in the Larsemann Hills, Lambert Glacier region, East Antarctica (31366-33228 cal yr BC) // *Quat. Sci. Rev.* 2009. P. 2689—2696.
- Holmes M.L., Creager J.S. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf / In: *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas.* Berlin: Springer, 1974. P. 211—229.
- Hopkins D.M. Sea level history in Beringia during the past 250,000 years // *Quat. Res.* 1973. V. 3. No. 2. P. 520—540.
- Huang T., Sun L., Wang Y., Kong D. Late Holocene Adélie penguin occupation history and population dynamics at Zolotov Island, Vestfold Hills // *J. Paleolimnology.* 2009. V. 45. P. 273—285.
- Hughes A., Gyllencreutz R., Mangerud J., Svendsen J.I., Lohne O.S. The last Eurasian Ice Sheet: a chronological database and time-slice reconstruction / *Abstracts of the 31st Nordic Geological Winter Meeting.* Lund: Geological Society of Sweden, 2014. P. 134.
- Hughes T.J., Denton G.H., Anderson B.G., Schilling D.H., Fastook J.L., Lingle C.S. The last great ice sheets: a global view / In: Denton G.H., Hughes T.J. (eds.). *New York: John Wiley and Sons,* 1981. P. 263—317.
- Hyypä E. Beiträge zur Kenntnis der Ladoga- und Ancylustrangression // *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande.* 1943. No. 128 (15). P. 139—178.
- Igarashi A., Numanami H., Tsuchiya Y. et al. Radiocarbon ages of molluscan shell fossils in raised beach deposits along the east coast of Lützow-Holm Bay, Antarctica, determined by accelerator mass-spectrometry // *Proc. NIPR Symp. on Polar Biology.* 1995. V. 8. P. 154—162.
- Ingólfsson Ó., Björck S., Hjort C., Smith R.I.L. Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula // *Boreas.* 1992. V. 21. P. 209—222.
- Jadwiszczak K., Krajevski K., Pushina Z., Tatur A., Zieliński G. The first record of fossil penguins from East Antarctica // *Antarctic Sci.* 2013. V. 25. No. 3. P. 397—408.

- Kellogg T.B.* Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts // *Boreas*. 1980. V. 9. P. 115—137.
- Khrstoforov I., Sander L., Danilov K., Papenmeier S., Michaelis R., Pravkin S., Bolshiyanova O.* GPR surveys of the south-western lagoons of the Buor Khaya Bay / *Proc. Intern. Symp. "20 years of Lena Expeditions"*. October 17—19, 2018. St. Petersburg: AARI, 2018. P. 28—29.
- Kirkup H., Melles M., Gore D.B.* Late Quaternary environment of southern Windmill Islands, East Antarctica // *Antarctic Sci.* 2002. V. 14. P. 385—394.
- Kulbe T.* The Late Quaternary climatic and environmental history of Bunger Oasis, East Antarctica (*Berichte zur Polar- und Meeresforschung* 254). Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institute für Polar- und Meeresforschung, 1997. 130 p.
- Kulbe T., Melles M., Verkulich S.R., Pushina Z.V.* East Antarctic climate and environmental variability over the last 9400 years inferred from marine sediments of the Bunger Oasis // *Arctic, Antarctic and Alpine Res.* 2001. V. 33. No. 2. P. 223—230.
- Laiba A.A., Pushina Z.V.* Cenozoic Glacial-Marine Sediments from the Fisher Massif (Prince Charles Mountains) / In: *The Antarctic region: geological evolution and processes*. Ricci C.A. (ed.). Siena: Terra Antarctica publications, 1997. P. 977—984.
- Lambeck K., Chappell J.* Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle // *Science*. 2001. V. 292. No. 5517. P. 679—686.
- Lambeck K., Rouby H., Purcell A., Sun Y., Sambridge M.* Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene // *Proc. National Academy of Sciences*. 2014. V. 111. No. 43. P. 15296—15303.
- Lebas E., Gromig R., Krastel S., Wagner B., Fedorov G., Gortz C., Avers T., Subetto D., Naumenko M., Melles M.* Pre-glacial and post-glacial history of the Scandinavian Ice Sheet in NW Russia — Evidence from Lake Ladoga // *Quat. Sci. Rev.* 2021. No. 251. 17 p.
- Ligowski R.* Diatoms in different habitats of Admiralty Bay, Antarctica / *Proc. 15th Diatom Symp.* Perth, Australia: A.R.G. Gonter Verlag, 1998. P. 173—191.
- Maemoku H., Miura H., Saigusa S., Moriwaki K.* Stratigraphy of the late Quaternary raised beach deposits in the northern part of Langhovde, Lützow-Holm Bay, East Antarctica / *Proc. NIPR Symposium on Antarctic Geoscience*. 1997. V. 10. P. 178—186.
- Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.K.C., Henriksen M., Hjort C., Krimmer G., Lunkka J., Möller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I.* Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1313—1332.
- Martinez-Macchiavello J.C., Tatur A., Servant-Vildary S., Del Valle R.* Holocene environmental change in a marine-estuarine-lacustrine sediment sequence, King George Island, South Shetland Islands // *Antarctic Sci.* 1996. V. 8. No. 4. P. 313—322.
- Mäusbacher R.* Distribution and stratigraphy of raised interglacial marine sediments on King George Island, South Shetlands, Antarctica // *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 1992. V. 86. P. 113—123.
- Mäusbacher R., Müller J., Schmidt R.* Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island) // *Zeitschrift für Geomorphologie*. 1989. V. 33. No. 2. P. 219—234.
- McKelvey B.C., Hambrey M.J., Harwood D.M., Mabin M.C.G., Webb P.-N., Whitehead J.M.* The Pagodroma Group — a Cenozoic record of the East Antarctic ice sheet in the northern Prince Charles Mountains // *Antarctic Sci.* 2001. V. 13 (4). P. 455—468.
- McMinn A., Harwood D.M.* Biostratigraphy and palaeoecology of early Pliocene diatom assemblages from the Larsemann Hills, eastern Antarctica // *Antarctic Sci.* 1995. V. 7 (1). P. 115—116.
- Melles M., Kulbe T., Verkulich S.R., Pushina Z.V., Hubberten H.W.* Late Pleistocene and Holocene environmental history of Bunger Hills, East Antarctica, as revealed by fresh-water and epishelf lake sediments / In: *The Antarctic Region: Geological evolution and processes* (Proceedings of the 7th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, 1995). Ricci C.A. (ed.) Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. P. 809—820.

- Melles M., Verkulich S.R., Hermichen W.-D.* Radiocarbon dating of lacustrine and marine sediments from the Bunger Hills, East Antarctica // *Antarctic Sci.* 1994. V. 6 (3). P. 375—378.
- Miettinen A.* Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic Sea // *Quat. Intern.* 2004. V. 120. P. 91—104.
- Milliken K.T., Anderson J.B., Wellner J.S., Bohaty S.M., Manley P.L.* High-resolution Holocene climate record from Maxwell Bay, South Shetland Islands, Antarctica // *Geolog. Soci. Amer. Bull.* 2009. V. 121. No. 11—12. P. 1711—1725.
- Miura H., Maemoku H., Igarashi A., Moriwaki K.* Late Quaternary raised beach deposits and radiocarbon dates of marine fossils around Lutzow-Holm Bay. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1998a. 46 p.
- Miura H., Moriwaki K., Maemoku H., Hirakawa K.* Fluctuations of the East Antarctic ice-sheet margin since the last glaciation from the stratigraphy of raised beach deposits along the Sōya Coast // *Ann. Glaciol.* 1998b. V. 27. P. 297—301.
- Möl D., Tikhonov A., Van Der Plicht H., Bolshiyarov D.* Discoveries of woolly mammoth, *Mammuthus primigenius* (Proboscidea: Elephantidae) and some other Pleistocene mammals on the Taimyr Peninsula // *Russ. J. Theriol.* 2003. V. 2. No. 2. P. 77—95.
- Möller P., Benediktsson I., Anjar J.* Glacial history and paleo-environmental change of southern Taimyr Peninsula, Arctic Russia, during the Middle and Late Pleistocene // *Earth-Sci/ Rev.* 2019. V. 196. P. 1—47.
- Möller P., Bolshiyarov D.Yu., Bergsten H.* Weichselian geology and paleoenvironmental history of the Central Taymyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum // *Boreas.* 1999. V. 28, No. 1. P. 92—114.
- Molodkov A.* Cross-check of the dating results obtained by ESR and IR-OSL methods: Implication for the Pleistocene palaeoenvironmental reconstructions // *Quat. Geochronol.* 2012. doi:10.1016/j.quageo.2012.02.001
- Molodkov A.* The Late Pleistocene palaeoenvironment evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusk shell based ESR dating evidence // *Quat. Intern.* 2020. V. 556. P. 180—197.
- Molodkov A.* ESR dating of quaternary shells: recent advances. // *Quat. Sci. Rev.* 1988. V. 7. P. 477—484.
- Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S.* Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusk-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia // *Sedimentary Geology.* 2002. V. 150. P. 185—201.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E.* Pollen analysis. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1991. 216 p.
- Moriwaki K.* Radiocarbon datings of fossil shells on raised beaches on the east coast of Lützow-Holm Bay, East Antarctica // *Antarctic Record.* 1974. V. 49. P. 82—90.
- Mörner N.-A.* Eustatic changes during the last 20,000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1971. V. 9. No. 3. P. 153—181.
- Murton J.B., Goslar T., Edwards M.E.* Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climate Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia // *Permafrost and Periglac. Process.* 2015. V. 26. P. 208—288.
- Omoto K.* Geomorphic development of the Soya Coast, East Antarctica - chronological interpretation of raised beaches based on levellings and radiocarbon datings // *Science Reports of Tohoku University.* 7th Ser. (Geography). 1977. V. 26. P. 95—148.
- Omoto K.* The problem and significance of radiocarbon geochronology in Antarctica / In: Oliver R.L., James P.R., Jago J.B. (eds.). Canberra: Australian Academy of Science, 1983. P. 450—452.
- Orombelli G., Baroni C., Denton G.H.* Late Cenozoic glacial history of the Terra Nova Bay region, Northern Victoria Land, Antarctica // *Geografia. Fisica. Dinamica. Quaternaria.* 1990. V. 13. P. 139—163.

- Overpeck J.T., Webb III T., Prentice I.C.* Quantitative interpretation of fossil pollen spectra, dissimilarity coefficients and the method of modern analogs // *Quat. Res.* 1985. V. 23. P. 87—108.
- Pallàs R., James T.S., Sàbat F. et al.* Holocene uplift in the South Shetland Islands: evaluation of tectonics and glacio-isostasy / In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Ricci C.A. (ed.). Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. P. 861—868.
- Peltier W.R.* Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2004. V. 32. P. 111—149.
- Peltier W.R., Argus D.F., Drummond R.* Space geodesy constrains ice-age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model // *J. Geoph. Res.: Solid Earth.* 2015. V. 120. P. 450—487.
- Peltier W.R., Fairbanks R.G.* Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record // *Quat. Sci. Rev.* 2006. V. 25. P. 3322—3337.
- Polyakova Ye., Bauch H.* Late Holocene variations in the conditions of fluvial runoff and sea-ice cover in the Laptev Sea / *Terra Nostra*. Abstracts of the Fifth Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System. Potsdam: GeoForschungZentrum, 1999. P. 62.
- Pravkin S.A., Bolshiyarov D.Yu.* Holocene and Late Neopleistocene paleoreconstructions for the lower Lena River valley: new data, contradictions and problems // *Геоморфология*. 2022. Т. 53. №. 5. С. 134—143.
- Rabassa J.* Drumlins and drumlinoid forms in northern James Ross Island, Antarctic Peninsula / In: *Menzies J., Rose J. (eds.)*. Rotterdam: Balkema, 1987. P. 267—288.
- Rabassa J.* Stratigraphy of the glacial deposits in James Ross Island, Antarctic Peninsula / In: *Evenson E.B., Schluchter C. and Rabassa J. (eds.)* Rotterdam: Balkema, 1982. P. 329—340.
- Rivkina E., Shcherbakova V., Laurinavichuis K., Petrovskaya L., Krivushin K., Kraev G., Pecheritsina S., Gilichinsky D.* Biogeochemistry of methane and methanogenic archaea in permafrost // *Fems. Microbiol. Ecol.* 2007. V. 61. P. 1—15.
- Roberts D., McMinn A., Cremer H., Gore D.B., Melles M.* The Holocene evolution and palaeosalinity history of Beall Lake, Windmill Islands (East Antarctica) using the expanded diatom-based weighted averaging model // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2004. V. 208. P. 121—140.
- Rückamp M., Braun M., Suckro S., Blindow N.* Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade // *Global Planet. Change.* 2011. V. 79. P. 99—109.
- Rzepecki M., Wasilowska A., Pushina Z., Gasiorowski M., Majewski W., Gromadka P., Tatur A., Ligovski R.* Zmiany klimatyczne podczas ostatniego milenium zapisane w osadach dennych centralnej części Zatoki Admiralicji na wyspie Krola Jerzego // *Abstracts. Konferencja naukowa "Zmiany paleoklimatyczne w przeszłości geologicznej"*. Poland, Warsaw, 2011. P. 79—80.
- Saarnisto M., Siiriäinen A.* Laatokan transgressioraja // *Suomen Museo.* 1970. No. 77. P. 10—22.
- Sander L., Michaels R., Papenmeier S., Pravkin S., Mollenhauer G., Grotheer H., Gents T., Wiltshire K.-H.* Indication of Holocene sea-level stability in the southern Laptev Sea recorded by beach ridges in north-east Siberia, Russia // *Polar Res.* 2019. V. 38. doi.org/10.33265/polar.v38.3379.
- Santana E., Dumont J.F.* Coastal morphology of a fast uplifting coast: characteristics and implications, the Antarctic Peninsula, Greenwich Island, South Shetland / In: *9th Inter. Symp. on Antarctic Earth Sciences: Programme and Abstracts*. Potsdam, 2003. P. 285—286.
- Scherer R.P., Gladenkov A.Yu., Barron J.* Methods and applications of Cenozoic marine diatom biostratigraphy // *Pond Scum to Carbon Sink: Geological and Environmental Applications of Diatoms*. Paleontological Society Papers 13. New Haven: Yale University, 2007. P. 61—83.
- Schwab M.J.* Reconstruction of the Late Quaternary climatic and environmental history of the Schirmacher Oasis and the Wohlthat Massif, East Antarctica (*Berichte zur Polar- und Meeresforschung* 293). Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institute für Polar- und Meeresforschung, 1998. 128 p.
- Shackleton N., Opdyke N.* Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10⁵ Year and 10⁶ Year Scale // *Quat. Res.* 1973. V. 3. P. 39—55.

- Spada G., Stocchi P.* SELEN: A Fortran 90 program for solving the «Sea Level Equation» // *Comput. Geosci.* 2007. V. 33. No. 4. P. 538—562.
- Sqyres S.W., Andersen D.W., Nedell S.S., Wharton R.A.* Lake Hoare, Antarctica: sedimentation through a thick perennial ice cover // *Sedimentology.* 1991. V. 38. P. 363—379.
- Stockton W.L.* The biology and ecology of the epifaunal Scallop *Adamussium colbecki* on the west side of McMurdo Sound, Antarctica // *Marine Biology.* 1984. V. 78. P. 171—178.
- Stockwell D.A.* Distribution of *Chaetoceros* resting spores in the Quaternary sediments from Leg 119 // *Proc. ODP, Scientific Results.* 1991. V. 119. P. 599—610.
- Strauss J., Laboor S., Schirrmeister L., Fedorov A.N., Fortier D., Froese D., Fuchs M., Günther F., Grigoriev M., Harden J., Hugelius G., Jongejans L.L., Kanevskiy M., Kholodov A., Kunitsky V., Kraev G., Lozhkin A., Rivkina E., Shur Y., Siegert C., Spektor V., Streletskaaya I., Ulrich M., Vartanyan S., Veremeeva A., Anthony K.W., Wetterich S., Zimov N., Grosse G.* Circum-Arctic Map of the Yedoma Permafrost Domain // *Front. Earth Sci.* 2021. V. 9:758360. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.758360>
- Stuiver M., Pearson G.W., Braziunas T.* Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr B.P. // *Radiocarbon.* 1986. V. 28. No. 2B. P. 980—1021.
- Sugden D.E., Clapperton C.M.* The maximum ice extent on islands groups in the Scotia Sea, Antarctica // *Quat. Res.* 1977. V. 7. P. 268—282.
- Sugden D.T., John B.S.* The ages of glacier fluctuations in the South Shetland Islands, Antarctica / In: *Palaeoecology of Africa, the surrounding Islands and Antarctica* (8). Cape Town: Balkema, 1973. P. 141—159.
- Svensden J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataulin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1229—1271.
- Tatur A., Del Valle R., Barczuk A., Martinez-Macchiavello J.* Records of Holocene environmental changes in terrestrial sedimentary deposits on King George Island, Antarctica: a critical review // *Ocean Polar Res.* 2004. V. 26, No. 3. P. 531—537.
- Tatur A., Myrcha A., Niegodzis J.* Formation of abandoned penguin rookery ecosystems in maritime Antarctic // *Polar Biology.* 1997. V. 17. P. 405—417.
- Tushingham A.M., Peltier W.R.* Validation of the ICE-3G model of Würm-Wisconsin deglaciation using a global data base of relative sea level histories // *J. Geoph. Res.* 1992. V. 93. No. B3. P. 3285—3304.
- Verkulich S., Hiller A.* Holocene deglaciation history of the Bunger Hills revealed by C-14 measurements on stomach oil deposits in snow petrel colonies // *Antarctic Sci.* 1994. V. 6. No. 3. P. 395—399.
- Verkulich S.R., Kublitskiy Yu.A., Leontev P.A. et al.* The Middle–Late Holocene climatic fluctuations recorded in sedimentary sequence of Lake Geographensee, Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica) // *Geomorfologiya i Paleogeografiya.* 2024. V. 55. No. 3. P. 146—163.
- Verkulich S.R., Melles M., Pushina Z.V., Hubberten H.-W.* Holocene environmental changes and development of Figurnoye Lake in the southern Bunger Oasis, East Antarctica // *J. Paleolimnology.* 2002. V. 28. P. 253—267.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Milne G.A., Sabbe K., Vyverman W.* Relative sea level history from the Lambert Glacier Region (East Antarctica) and its relation to deglaciation and Holocene glacier re-advance // *Quat. Res.* 2005. V. 63. P. 45—52.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Sabbe K., Vyverman W.* Late Quaternary deglaciation and climate history of the Larsemann Hills (East Antarctica) // *J. Quat. Sci.* 2004. V. 19. P. 361—375.

- Verleyen E., Tavernier I., Hodgson D., Whitehouse P., Kudoh S., Imura S., Heirman K., Bentley M., Roberts S., De Batist M. et al.* Ice Sheet retreat and glacio-isostatic adjustment in Lützow-Holm Bay, East Antarctica // *Quat. Sci. Rev.* 2017. V. 169. P. 85—98.
- Wasell F., Håkansson H.* Diatom stratigraphy in a lake on Horseshoe Island, Antarctica: a marine-brackish-fresh water transition with comments on the systematics and ecology of the most common diatoms // *Diatom Res.* 1992. V. 7. P. 157—194.
- Wasiłowska A., Tatur A., Pushina Z., Barczuk A., Verkulich S.* Impact of the «Little Ice Age» climate cooling on the maar lake ecosystem affected by penguins: a lacustrine sediment record, Penguin Island, West Antarctica // *The Holocene.* 2017. V. 27 (8). P. 1115—1131.
- Watcham E.P., Bentley M.J., Hodgson D.A., Roberts S.J., Fretwell P.T., Lloyd J.M., Larter R.D., Whitehouse P.L., Leng M.J., Monien P., Moreton S.G.* A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica // *Quat. Sci. Rev.* 2011. V. 30. P. 3152—3170.
- Whitehead J., Harwood D.M., McKelvey B.C., McMinn A.* Diatom biostratigraphy of the Cenozoic glaciomarine Pagodroma Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Aust. J. Earth Sci.* 2004. V. 51. P. 521—547.
- Whitehouse I.E., Chinn T.J., Höfle H.C., McSaveney M.J.* Radiocarbon contaminated penguin bones from Terra Nova Bay, Antarctica // *New Zealand Antarctic Record.* 1988. V. 8. P. 11—23.
- Yoshida Y.* Physiography of the Prince Olav and the Prince Harald Coasts, East Antarctica // *Memoirs of National Institute of Polar Research.* 1983. V. 13. 83 p.
- Yoshida Y., Moriwaki K.* Some consideration on elevated coastal features and their dates around Syöwa Station, Antarctica // *Memoirs of National Institute of Polar Research.* 1979. V. 13. P. 220—226.
- Zale R.* ¹⁴C age corrections in Antarctic lake sediments inferred from geochemistry // *Radiocarbon.* 1994a. V. 36 (2). P. 173—185.
- Zale R.* Changes in size of the Hope Bay Adelie penguin rookery as inferred from Lake Boeckella sediment // *Ecography.* 1994b. V. 17. P. 297—304.
- Zeeberg J.J., Lubinski D.J., Forman S.L.* Holocene Relative Sea-Level History of Novaya Zemlya, Russia, and Implications for Late Weichselian Ice-Sheet Loading // *Quaternary Research.* 2001. V. 56. No. 2. P. 218—230.
- Zhang Q., Peterson J.A.* A geomorphology and Late Quaternary geology of the Vestfold Hills, Antarctica. Canberra: Australian Government Publishing Service, 1984.
- Zielinski U., Gersonde R.* Diatom distribution in Southern Ocean surface sediments (Atlantic sector): implications for paleoenvironmental reconstructions // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1997. V. 129. P. 213—250.
- Zwartz D., Bird M., Stone J., Lambeck K.* Holocene sea level change and ice-sheet history in the Vestfold Hills, East Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 131—145.

МОНОГРАФИЯ

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЯХ ЗЕМЛИ В ПОСЛЕДНИЕ СОТНИ И ТЫСЯЧИ ЛЕТ

Подписано в печать 26.11.2025
Формат 70×100 1/16
Тираж 300

Печать офсетная
Печ. л. 11,125
Заказ №

ООО «Тверская фабрика печати»,
170006, Россия, г. Тверь, Беляковский переулок, д. 46, пом. 25.