

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ



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



ПАЛЕОКЛИМАТ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ В ГОЛОЦЕНЕ

***К 100-летию
Арктического и антарктического
научно-исследовательского института***

*Под общей редакцией
д-ра геогр. наук Д.Ю.Большакина, д-ра геогр. наук С.Р. Веркулича*

Санкт-Петербург
ААНИИ
2019

УДК 551.583.7(98/99)''627''

Палеоклимат полярных областей Земли в голоцене. Под общей редакцией Д.Ю. Большакова и С.Р. Веркулича. СПб.: ААНИИ, 2018. 204 с., ил.

Рецензенты: д-р геогр. наук Д.А. Субетто, д-р геогр. наук Г.В. Алексеев

Авторский коллектив:

Е.И. Александров (глава 1), Д.Ю. Большаков (предисловие, главы 2, 3, 4, 5, заключение), П.С. Вахрамеева (п. 3.2.2), С.Р. Веркулич (предисловие, главы 2, 6, заключение), А.С. Макаров (п. 3.2.2), М.В. Павлов (глава 4), Л.А. Пестрякова (п. 3.2.2), З.В. Пушина (главы 2, 6), В.Ф. Радионов (глава 1), Л.А. Савельева (глава 2, п. 3.2.1), П.Н. Священников (п. 3.1, глава 5), Г.Б. Федоров (п. 3.2.1, 3.2.3, 3.3), А.А. Черезова (п. 3.2.3).

В монографии представляются и обобщаются результаты изучения изменений климата полярных областей Земли за последние 10000 лет, полученные сотрудниками Арктического и антарктического научно-исследовательского института Росгидромета, другими отечественными и зарубежными авторами. В основных разделах книги анализируются ход и особенности голоценовых климатических изменений в Арктике и в краевой зоне Антарктиды, изменения климата Российской Арктики в течение последнего тысячелетия, делается попытка долгосрочного прогноза арктического климата на основе изучения палеособытий. В соответствии с итогами настоящего исследования, изменения климата в полярных областях Земли на протяжении последних сотен и тысяч лет не синхронны и существенно зависят от локальных факторов; попытки предвидеть климат будущего без понимания механизмов его развития в отдаленном прошлом обречены на неудачу.

ISBN 978-5-98364-088-7

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт, 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава 1. Современный климат полярных областей	7
1.1. Основные понятия и определения	7
1.2. Изменения климата	10
1.2.1. Изменения климата Антарктиды	12
1.2.2. Изменения климата Арктики	17
Глава 2. Методы исследования и реконструкций изменений климата полярных областей в прошлом	24
Глава 3. Изменения климата Арктики в голоцене	32
3.1. Циркумполярная Арктика	32
3.2. Континентальное обрамление моря Лаптевых (Таймыро-Североземельская область, южное побережье моря Лаптевых, Новосибирские острова)	47
3.2.1. Регион моря Лаптевых в целом	47
3.2.2. Район дельты реки Лены	58
3.2.3. Архипелаг Северная Земля	82
3.3. Колымо-Чукотский регион и Кольский полуостров	96
Глава 4. Изменения климата российской Арктики в последнее тысячелетие	99
4.1. Малый ледниковый период в российской Арктике	99
4.1.1. Методика выявления климатического сигнала из озерных отложений	99
4.1.2. Полярный Урал	102
4.1.3. Полуостров Таймыр	105
4.1.4. Плато Путорана	115
4.1.5. Южное побережье моря Лаптевых	120
4.1.6. Общие итоги изучения времени Малого ледникового периода в центральном секторе российской Арктики	124
Глава 5. Попытка прогноза климата на основе изучения палеособытий	125
5.1. Предсказуемость климатических изменений	125
5.2. Экстраполяция климатических изменений в прошлом на ближайшее тысячелетие	126
Глава 6. Изменения климата в Антарктиде	132
6.1. Восточная Антарктика	133
6.1.1. Оазисы Ширмахера и Унтер-Зе (район Земли Королевы Мод)	133

6.1.2. Берег Соя (район залива Лютцов-Хольм, Земля Эндерби) ...	141
6.1.3. Оазисы Эймери и Холмы Ларсеманн (район гор Принс-Чарльз — залива Прюдс, Земля Макробертсона).....	143
6.1.4. Оазис Вестфолль (Земля Принцессы Елизаветы).....	149
6.1.5. Оазис Бангера (Земля Королевы Мэри).....	151
6.1.6. Острова Уиндмилл (Земля Уилкса).....	157
6.1.7. Побережье Земли Виктории, Сухие Долины (регион моря Росса).....	160
6.2. Западная Антарктика	163
6.2.1. Южные Шетландские острова и остров Элефант	165
6.2.2. Оконечность Антарктического полуострова и острова Джеймса Росса и Вега.....	171
6.3. Палеоклимат в краевой зоне Антарктиды	173
Заключение	180
Список литературы.....	185

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей монографии представлены результаты палеогеографических исследований, проводившихся с целью выявления изменений климата в полярных районах Земли в последние 10—12 тыс. лет (в голоцене). Значительная часть изложенных в книге материалов была получена сотрудниками отдела географии полярных стран (ОГПС) Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), которые занимаются изучением палеоклимата Арктики и Антарктики около пяти десятилетий.

Уже в 60-х годах прошлого столетия основатели палеогеографического направления работ отдела Л.С. Говоруха и В.М. Макеев проводили исследования на Земле Франца Иосифа и Северной Земле, в антарктическом оазисе Ширмахера, отбирая и анализируя донные осадки озер для выявления изменений климата, уровня моря и оледенения (Говоруха, 1968; Говоруха и др., 1965; Макеев, 1971). В дальнейшем благодаря усилиям В.М. Макеева палеоклиматические исследования приобрели статус одного из наиболее важных аспектов деятельности ОГПС ААНИИ. Так, в период существования гляциологического стационара ААНИИ на леднике Вавилова (1974—1989 гг.), который находился на о. Октябрьской Революции архипелага Северная Земля, сотрудники отдела проводили палеолимнологические исследования в приледниковом озере Изменчивом, включающие не только изучение колонок озерных осадков, но и выяснение современных гидрометеорологических факторов осадконакопления и геоморфологического строения котловины озера, без чего невозможно правильно представить климатические колебания в прошлом. На основе этих работ был сформирован подход к исследованию озерных отложений как архивов палеоклиматической информации (Большиянов, 1985).

В последующие годы, несмотря на сложности переходного периода в стране, сохранившийся костяк коллектива палеогеографов постоянно прирастал новыми сотрудниками (С.Р. Веркулич, М.А. Анисимов, Е.Ю. Павлова, Г.Б. Федоров, А.С. Макаров, М.В. Павлов и др.), и палеоклиматические изыскания в отделе не прерывались, расширяясь территориально и совершенствуясь методологически.

Отделом проведены палеоклиматические исследования на архипелагах Шпицберген, Земля Франца Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова; на полуостровах Кольском, Таймыр, Ямал, Гыдан; на побережье Северного Ледовитого океана в устьевых областях рек Оби, Пясины, Нижней Таймыры, Хатанги, Лены, Колымы; на Чукотке; на антарктических территориях: острове Кинг Джордж, в оазисах Бангера, Ширмахера и Холмы Ларсеманн, в районе Гор Принц Чарльз. Результаты выполненных в этих районах работ нашли отражение в многочисленных статьях и частично обобщены в разделе «Температура воздуха в голоцене» монографии «Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв.» (Макеев, Большиянов, 1991), а начиная с 2009 г. стали пополнять размещенную на Интернет-сайте ААНИИ базу данных «Палеоклимат и изменения уровня моря в Арктике и Антарктике».

Вместе с тем накопленные за прошедшие годы материалы и исследовательский опыт, сформировавшиеся взгляды коллектива на аспекты извлечения и интерпретации палеоклиматической информации, на общие механизмы и особенности изменений климата полярных районов в прошлом логически потребовали своего представления в обобщенном виде — это и послужило толчком для подготовки настоящей монографии.

Безусловно, при подготовке монографии не мог не учитываться огромный задел отечественных и зарубежных ученых в изучении палеоклимата полярных областей. Например, уже в работах В.А. Зубакова (1986) и И.И. Борзенковой (1992) на основе имевшихся на то время материалов были рассмотрены кайнозойские и плейстоценовые изменения климата Земли на уровне всего земного шара и полушарий. В конце XX столетия к арктической палеоклиматической тематике подключилось международное научное сообщество. Организованные Европейским научным фондом проект QUEEN (Развитие природной среды евразийского Севера в четвертичное время) и Американским научным фондом проект CAPE (Палеосреда циркумполярной Арктики) позволили объединить усилия палеогеографов многих стран, причем проект CAPE был сконцентрирован именно на изучении климатов прошлого.

В течение последних двух десятилетий усилия ученых многих стран, часто в рамках совместных проектов, также позволили существенно уточнить и обновить представления о послеледниковых изменениях климата в Антарктике. Настоящая монография включает как итоги научных изысканий сотрудников ААНИИ, так и многочисленные результаты, полученные другими учеными в Северной полярной области вне высокоширотной евразийской части Арктики и на окраинных территориях Антарктиды вне зоны деятельности российских антарктических станций. Таким образом, материалы книги практически полностью отражают палеоклиматическую изученность полярных районов планеты.

В двух первых главах монографии в качестве отправной точки приведены необходимые перед ознакомлением с палеоклиматическими построениями сведения о современных характеристиках, процессах и изменчивости климата полярных областей Земли, а также об объектах и методах палеоклиматических исследований в полярных районах. Далее, в четырех основных главах (главы 3—6), выполняются сопряженный анализ, оценка и представление методов и результатов палеоклиматических реконструкций в конкретных районах и в разных временных масштабах, обобщение реконструкций; представлено обсуждение глобальных и региональных факторов формирования картины изменения климата в полярных районах Земли в голоцене; предпринята попытка долгосрочного климатического прогноза на основе изучения и экстраполяции существующих сведений о климатах прошлого.

Авторы глубоко благодарны своим предшественникам, которые начинали палеоклиматические исследования в ААНИИ, и прежде всего В.М. Макееву. Огромная благодарность всем сотрудникам арктических и антарктических экспедиций ААНИИ, которые помогали авторам добывать первичный материал — без их участия создание этой монографии было бы невозможным. Авторы также благодарят О.И. Панасенкову за помощь в оформлении рисунков и ведение базы данных ААНИИ «Палеоклимат и изменения уровня моря в Арктике и Антарктике».

Палеоклиматические исследования ААНИИ и подготовка настоящей монографии велись в рамках тематики Целевой научно-технической программы Росгидромета.

Глава 1.

СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ

1.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Описание современного климата полярных областей Земли в настоящей работе основано, прежде всего, на работах советских и российских ученых, занимавшихся ранее и занимающихся сейчас проблемами климатических изменений; используются употреблявшиеся ими понятия и определения (Борисенков, 1982; Будыко, 1971, 1974; Груза, Ранькова, 2012; Дроздов и др., 1989; Кароль и др., 2008; Короткевич, 1969; Монин, Шишков, 1979 и др.).

В формулировке А.С. Мони́на (Монин, Берестов, 2005) «климат — это статистический ансамбль состояний, проходимый климатической системой за достаточно длительные промежутки времени». В этой формулировке подразумевается необходимость рассмотрения всей совокупности состояний климатической системы в целом (глобальный климат) или отдельных ее частей (климат региона, страны, города и пр.) за некоторый промежуток времени. Оба эти аспекта — географический (область пространства) и исторический (период времени) — являются обязательными атрибутами конкретных климатологических приложений и исследований.

Глобальная климатическая система (КС) включает пять основных компонентов: атмосферу, гидросферу, криосферу, литосферу (поверхности континентов) и биосферу.

Объем атмосферы, содержащий 99,8 % ее массы, ограничивается высотой около 60 км и равен $3,82 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$. Масса воздуха в этом объеме составляет $5,2 \cdot 10^{18} \text{ кг}$.

Атмосфера постоянно и непрерывно обменивается составляющими ее газами с другими компонентами КС.

Атмосфера — самая подвижная и изменчивая составляющая КС. Скорость ветра у поверхности Земли обычно составляет несколько метров в секунду, в свободной атмосфере может достигать нескольких десятков метров в секунду.

97,2 % гидросферы приходится на воды Мирового океана (табл.1.1.).

Таблица 1.1

Количество воды на Земле	
Объект	Объем воды, млн км ³
Мировой океан	1120
Толща земной коры	200
Ледники	30
Реки, озера, болота	4
Атмосфера	0,012

Объем вод Мирового океана составляет $1,37 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ и масса — $1,43 \cdot 10^{21} \text{ кг}$. Таким образом, масса гидросферы в 275 раз превышает массу атмосферы, а ее объем меньше объема атмосферы почти в 279 раз.

Удельная теплоемкость воды примерно в 4 раза больше, чем воздуха, а теплопроводность воды превышает теплопроводность воздуха примерно в 20 раз. Следовательно, воды Мирового океана являются хорошим аккумулятором солнечной энергии, значительная часть которой передается затем в атмосферу в виде потоков скрытого и явного тепла. Теплозапас трехметрового слоя океана равен теплоемкости всей толщи атмосферы.

Гидросфера — менее подвижная среда по сравнению с атмосферой, средняя скорость океанических течений равна 3,5 см/с (0,035 м/с).

Атмосфера и океан соприкасаются и взаимодействуют на 2/3 поверхности планеты, передавая друг другу тепло, массу и движение.

Криосфера состоит из морских льдов, ледниковых льдов и снежного покрова. В современную эпоху объем льда в криосфере равен $24 \cdot 10^6$ км³. Ледники распределяются по земному шару неравномерно. Основная их масса приходится на Антарктиду. Площадь антарктического льда составляет 90 % площади всех ледников на земной поверхности. На Арктику приходится 8 % площади ледников и на горные районы континентов — 2 %. Большие пространства на земном шаре занимают морские льды, а также снежный покров. Граница снежного покрова непрерывно меняет свое положение, смещаясь то к югу, то к северу.

Литосфера является наиболее консервативным компонентом климатической системы. Основные физические характеристики ее поверхностного слоя, называемого деятельным слоем, изменяются сравнительно медленно под действием таких процессов, как почвообразование, ветровая и водная эрозия почв, опустынивание, изменения условий залесенности и др. Однако некоторые свойства поверхности суши могут изменяться достаточно быстро. Например, теплопроводность, отражательная способность существенно изменяются из-за изменения увлажненности почвы, при возделывании почв в процессе сельскохозяйственного производства.

Значения массы атмосферы, слоя грунта толщиной 10 м и поверхностного слоя океана толщиной 240 м находятся в пропорции 1:5:15, а значения их суммарной теплоемкости (тепловая инерция) соотносятся как 1:11:70.

Свойства биосферы в значительной степени определяются растительным миром. Размер площадей, занятых растительностью, виды растительности, периоды вегетации растений наиболее всего определяют условия поглощения радиации солнца, тепло- и влагообмена с атмосферой, условия стока, а следовательно, и влагообмена континентов с океаном. Границы растительного покрова непрерывно изменяются в условиях градостроительства, сельскохозяйственного производства, а также, что особенно важно, в результате вырубки тропических лесов, которая происходила особенно интенсивно во второй половине XX столетия. Следствием этого стало опустынивание больших площадей земной поверхности.

Взаимодействие компонентов климатической системы существенно влияет на формирование климатических характеристик различного пространственного и временного масштаба. Компоненты климатической системы находятся в состоянии сложных нелинейных взаимодействий друг с другом, связаны прямыми и обратными связями, обмениваются энергией и массой.

1. Посредством океанических течений осуществляется межширотный обмен теплом в океане. В процессе этого обмена из тропиков в высокие широты переносятся массы теплой воды. В холодное время года тепло с водной поверхности

посредством физических механизмов переносится в атмосферу. Таким образом, океан играет значительную роль в формировании поля температуры и особенностей циркуляционных процессов в атмосфере.

2. Циркуляция воздуха, в свою очередь, служит механизмом, посредством которого на континенты с поверхности океана переносятся тепло и влага. В зависимости от физического состояния поверхности суши, интенсивности атмосферной циркуляции, свойств воздушных масс происходит обмен теплом, влагой и количеством движения между атмосферой и континентами.

3. Обмен влагой непосредственно между сушей и океаном выражается в форме стока рек и ледников. Сложные взаимодействия происходят между атмосферой, океаном и криосферой.

4. Особую роль в процессах взаимодействия между звеньями климатической системы играет облачность. При образовании облачных полей (конденсация водяного пара) выделяется большое количество тепла, что оказывает существенное влияние на температурный режим атмосферы и формирование особенностей ее циркуляции. В то же время облачность отражает большую часть солнечной радиации, а остальную преимущественно рассеивает. Определенное количество солнечной радиации поглощается облаками. Последний эффект вносит определенный вклад в формирование поля температуры в атмосфере.

5. Состояние экологических систем биосферы определяется ресурсами тепла и влаги, которые формируются в результате преобразования солнечной радиации в процессе сложных взаимодействий между звеньями климатической системы. Однако биосфера, в свою очередь, оказывает существенное влияние на состояние климатической системы. Растительный мир в большой мере определяет отражательную способность планеты, участвует в процессах влагооборота, является основным источником кислорода, регулирует наряду с океаном содержание углекислоты в атмосфере, оказывая тем самым влияние на ее температурный режим. Определенное влияние оказывает на климат и животный мир.

6. Особая роль в этом принадлежит человеку. В результате хозяйственной деятельности людей (антропогенное влияние) изменяются свойства отдельных звеньев климатической системы, а следовательно, и состояние системы в целом.

В дальнейшем в настоящей работе будет рассматриваться только атмосфера, а в качестве исходной информации для описания климата будут использоваться данные метеорологических наблюдений на сети гидрометеорологических станций. Эти данные характеризуют физическое состояние атмосферы в заданной точке земного шара в заданный момент времени, т.е. погоду. Климат же — это совокупность всех погодных условий, наблюдавшихся на конкретной территории за некоторый продолжительный промежуток времени (Кароль и др., 2008), которая характеризуется многолетними статистическими характеристиками метеорологических элементов, такими как средние и экстремальные значения, повторяемость, продолжительность и интенсивность экстремальных явлений и т.д., для определенной географической области и заданного интервала времени.

Из большого набора метеорологических характеристик, определяемых на метеорологических станциях (температура воздуха, давление, направление и скорость ветра, влажность, количество осадков, солнечное сияние и облачность), и наблюдаемых метеорологических явлений (туман, иней, гроза, град и др.) климатические

обобщения будут сделаны только для температуры воздуха в Антарктиде и Арктике и количества осадков в Арктике. Эти климатические переменные чаще всего используются в климатологии в качестве индикаторов состояния и изменения климата. В качестве стандартного (базового) периода — «достаточно длительный промежуток времени» — для оценки климатических переменных, характеризующих текущий или современный климат, по рекомендации Всемирной метеорологической организации используется период длительностью 30 лет, в частности 1961—1990 гг. Средние значения метеорологических характеристик за этот период называют *нормой*, а отклонения от нормы — *аномалией* (Груза, Ранькова, 2012).

1.2. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Под изменением климата понимается устойчивая тенденция к изменению какой-либо характеристики климатической системы (физической величины, характеризующей текущее состояние климатической системы) за длительный промежуток времени.

Относительно кратковременные изменения этих характеристик будем называть колебаниями климата — это сезонные изменения; изменения, происходящие раз в два-три года; непериодические явления природы, эффект которых сказывается на климатических характеристиках в течение нескольких (одного — трех) лет.

В первую очередь будем обсуждать только те изменения, которые прослеживаются на протяжении, по крайней мере, одного поколения людей.

Две основные периодичности в климатической системе Земли — суточная (вращение Земли вокруг своей оси) и сезонная (вращение Земли вокруг Солнца).

В соответствии с работой Грузы, Раньковой (2012) изменения климата от одного периода времени к другому можно оценивать или как разность климатических переменных, соответствующих конечному и начальному периодам, или как тенденции изменений климатических переменных за весь рассматриваемый интервал времени. Обнаруженные изменения климата могут считаться реальными, если их величина превосходит вероятную ошибку вычисления соответствующих климатических переменных.

В настоящее время в качестве характеристики изменений климата за определенный временной интервал используется коэффициент линейного тренда той или иной климатической переменной, оцененный методом наименьших квадратов. Его значение характеризует скорость изменений исследуемой гидрометеорологической величины на заданном интервале времени. В качестве меры существенности тренда используется доля дисперсии рассматриваемой переменной, объясняемая трендовой составляющей общих изменений. Для оценки статистической значимости тренда применяются статистические критерии. Изменения климата могут оцениваться и для заданной географической области, и для земного шара в целом. При этом основным методом обнаружения изменений климата является статистический анализ всех накопленных данных наблюдений (Груза, Ранькова, 2012).

Под климатообразующими факторами понимают физические механизмы, определяющие воздействия на климатическую систему, а также основные взаимодействия между звеньями климатической системы. Климатообразующие факторы можно разделить на две группы: внешние и внутренние.

Внешние факторы обуславливают, как правило, энергетические воздействия на климатическую систему. К ним относятся приток солнечной радиации и его возмож-

ные изменения; изменения состава атмосферы, вызванные извержениями вулканов, притоком пыли из космоса, землетрясениями, падением метеоритов и астероидов и др.

Внешние факторы подразделяются на две группы: астрономические, определяющие светимость Солнца, распределение солнечной энергии на верхней границе атмосферы, гравитационное воздействие на Землю со стороны других объектов вселенной, характеристики внешнего магнитного поля; геофизические, к которым относятся размер и масса Земли, собственное гравитационное и магнитное поля, геотермальное тепло, вулканизм.

Внутренние факторы обуславливаются процессами, происходящими в самой климатической системе. К ним относятся: взаимодействие атмосферы и океана, поверхности суши и ледников; движение и изменения площади материков; изменение мощности и направления течений; облачность и растительный покров; состав атмосферы; структура деятельного слоя суши и океана; антропогенные изменения и др.

Сопоставление внешних и внутренних процессов показывает, что часть из них присутствует в обоих факторах. Это объясняется тем, что разделение на внешние и внутренние процессы зависит от периода времени, за который рассматривается состояние климатической системы. При совокупности состояний климатической системы за 1000 лет и менее влияние очертания материков и крупномасштабной орографии на атмосферу можно рассматривать как внешний процесс, а при масштабе времени 100 млн лет это влияние необходимо отнести к внутреннему процессу.

Поскольку мы рассматриваем климатические характеристики полярных областей, т.е. анализируем результаты климатических обобщений метеорологических параметров на сети расположенных там станций, то должны иметь в виду, что регулярные метеорологические наблюдения на достаточно большом числе станций в Арктике начались в первой половине XX века, а в Антарктиде — во второй его половине. С этой точки зрения практически все климатообразующие факторы нужно рассматривать как внутренние, реализующиеся внутри климатической системы. Единственным исключением является поступление солнечной радиации в систему Земля — атмосфера и его вариации, связанные с вариациями солнечной активности различного временного масштаба, не превышающие продолжительности регулярных метеорологических наблюдений.

Климат той или иной территории определяется величиной поступающей к ней энергии. В первую очередь это поступление солнечной энергии. Количество солнечной энергии, приходящее на верхнюю границу атмосферы (солнечная постоянная), составляет примерно 1370 Вт/м^2 . Следующий по значимости источник энергии на Земле — геотермальное тепло, поток которого равен $6 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$, т.е. почти в 23 000 раз меньше потока солнечной энергии. Поэтому те факторы, которые регулируют поступление солнечной радиации и ее перераспределение в системе Земля — атмосфера, в первую очередь формируют радиационный режим и на планете в целом, и в отдельных ее частях.

Около 30 % поступающей на верхнюю границу атмосферы солнечной энергии отражается и уходит в космическое пространство. Оставшаяся часть солнечной энергии (примерно 70 %) преобразуется в системе Земля — атмосфера в тепловую и переносится в виде потоков явного и скрытого тепла в системах атмосферной и океанической циркуляции в различные регионы планеты.

Таким образом, можно сказать, что основными факторами, которые формируют те или иные климатические характеристики, являются радиационный режим, перенос тепла и влаги в системе атмосферной циркуляции и перенос тепла в системе океанических течений.

Основными факторами, определяющими радиационный режим любого района земного шара, являются географическое положение этого района, характер атмосферной циркуляции и связанный с ним режим облачности, структура атмосферы, прозрачность атмосферы и свойства подстилающей поверхности (альбедо). В полярных областях каждый из этих факторов имеет свои особенности, которые определяют специфические черты радиационного климата этих областей.

Территория как Антарктиды, так и Арктики географически расположена преимущественно за Полярным кругом. Наличие полярного дня и полярной ночи приводит к крайне неравномерному поступлению солнечной радиации в течение года в обеих полярных областях. Тем не менее с точки зрения формирования климатических условий сходство обеих циркумполярных территорий на этом и заканчивается.

1.2.1. Изменения климата Антарктиды

В табл. 1.2 приведены сведения о датах начала и окончания полярного дня и полярной ночи в Антарктике.

Таблица 1.2

Даты наступления и окончания полярного дня (ПД) и полярной ночи (ПН) и их продолжительность (рассчитаны для появления верхнего края диска Солнца над горизонтом с учетом его углового радиуса 16' и рефракции 34') (Маршунова, 1980)

φ° ю.ш.	Полярный день		Полярная ночь		Продолжительность, число дней	
	начало	конец	начало	конец	ПД	ПН
66	14.12	29.12	—	—	16	—
68	28.12	15.01	08.06	05.07	49	28
70	18.11	24.01	25.05	19.07	68	56
72	11.11	01.02	15.05	29.07	83	76
74	04.11	08.02	07.05	06.08	97	91
76	29.10	14.02	30.04	13.08	109	106
78	23.10	19.02	24.04	19.08	120	118
80	17.10	25.02	18.04	25.08	132	130
82	12.10	02.03	13.04	31.08	142	141
84	06.10	07.03	07.04	05.09	153	152
86	01.10	13.03	02.04	11.09	164	163
88	26.09	18.03	28.03	16.09	174	173
90	21.09	23.03	23.03	21.09	183	182

Основной величиной, характеризующей радиационный климат какого-либо района, является количество поступающей от Солнца энергии за тот или иной промежуток времени, причем наиболее часто используются месячные суммы составляющих радиационного баланса.

В период полярного дня Антарктида представляет собой область, где месячные суммы солнечной радиации являются максимальными на Земле. Это обусловлено факторами астрономическими (ближайшее положение Земли относительно Солнца), географическими (наибольшая средняя высота континента) и метеорологическими (минимальное содержание водяного пара и аэрозоля в антарктической атмосфере).

Прозрачность атмосферы над Антарктидой близка к идеальной, что обусловлено малым содержанием в ней влаги и аэрозолей. Почти вся поверхность Антарктиды (96 %) имеет снежно-ледовый покров, характеризующийся высоким альбедо. Большое альбедо поверхности и характер облачности приводят к тому, что количество суммарной радиации (Q) в облачные и безоблачные дни различается мало: по мере уменьшения количества прямой радиации с появлением облачности происходит увеличение рассеянной за счет многократного переотражения света между снежной поверхностью и облаками. Максимальные месячные значения суммарной радиации всегда наблюдаются в декабре. В центральных районах Антарктиды количество суммарной радиации достигает в это время наивысших на земном шаре значений — 1200 МДж/м². Особенности географического положения и свойств подстилающей поверхности того или иного района определяют в основном сезонный ход различных характеристик его радиационного режима, в то время как межгодовая изменчивость этих характеристик обусловлена главным образом влиянием облачности и колебаниями прозрачности атмосферы.

Своеобразие радиационного режима разных районов Антарктиды находит свое отражение в различиях режимных характеристик в местах расположения станций. Так, радиационный режим станции Восток характерен для центральных районов Антарктиды. Станция Мирный характеризует условия ледникового побережья. Режим станций Молодежная и Новолазаревская характерен для антарктических оазисов, значительная часть территории которых свободна от снега большую часть года. Станция Беллинсгаузен характеризует режим антарктического полуострова, а станция Ленинградская — режим отдельного скального образования (нунатак) с вершиной, свободной от льда и снега.

Для примера в табл. 1.3 представлены средние многолетние значения годовых сумм радиационного баланса (B) для различных поверхностей в оазисе станции Молодежная. При этом значение приходящей к Земле суммарной солнечной радиации (Q) для всех видов поверхностей было одинаковым и составляло 4240 МДж/м².

Таким образом, на небольшом пространстве оазиса в зависимости от альбедо поверхности и его изменений в течение года наблюдаются большие контрасты годового радиационного баланса: его значение изменяется от –360 до 1400 МДж/м². Значения альбедо снежной поверхности в зависимости от ее состояния изменяются в пределах от 98 до 64 %, а бесснежных — от 36 до 10 % (Маршунова, 1980).

Годовые значения радиационного баланса ледниковой поверхности Антарктиды отрицательны и колеблются от –250 до –500 МДж/м². В этом случае при отсутствии других механизмов поступления тепла должно происходить постоянное выхолаживание — понижение температуры воздуха. Тем не менее температурный режим континента, как будет показано далее, достаточно стабилен. Северная граница отрицательного радиационного баланса (нулевая изолиния) на годовой карте совпадает с границей сплошных льдов, окаймляющих побережье Антарктиды. К северу

Таблица 1.3.

**Годовые суммы радиационного баланса (B) различных поверхностей
в оазисе станции Молодежная**

Поверхность	B , МДж/м ²
Снег	–360
Ледник	–150
Скалы	1400
Лед на озерах	150

от этой границы годовой радиационный баланс быстро возрастает (Маршунова, 1980; Справочник по климату Антарктиды, 2002). Таким образом, оказывается, что в целом континент Антарктида энергетически не обеспечен поступлением солнечной энергии. Для сохранения более или менее стабильных климатических характеристик необходим дополнительный, помимо солнечного, приток тепла к этой территории. Дополнительное тепло к континенту поступает в системе атмосферной циркуляции.

Воздушные потоки со стороны Южного океана, несущие тепло и влагу (скрытое тепло, выделяющееся при конденсации водяного пара), подходят к Антарктическому континенту, покрытому ледяным куполом. Его площадь равна примерно 14 млн км². Это самый высокий континент на Земле: его средняя высота 2040 м, в то время как средняя высота Азии с ее высочайшими горными хребтами составляет около 1800 м. Собственно Антарктический континент на 7/8 состоит из льда и лишь на 1/8 представляет собой «каменную» Антарктиду. Средняя толщина льда составляет 1,7 км, а его максимальная толщина — 4,4 км. Общий объем льда оценивается значением 25 млн км³. Именно наличие начавшего формироваться около 10 млн лет тому назад ледникового купола с гигантским «холодозапасом» и определяет основные климатические параметры различных частей Антарктиды.

Распределение климатических характеристик в Южной полярной области имеет четко выраженную зональную структуру, и на территории Антарктиды можно выделить три основные климатические зоны.

1. *Внутриматериковая высокогорная климатическая зона, занимающая всю центральную территорию антарктического плато и ограничивающаяся горизонталью с отметкой 3000—3200 м над уровнем моря.* Климат этой зоны характеризуется самой низкой на земном шаре температурой воздуха, преимущественно ясной погодой и небольшой скоростью ветра. Среднегодовая температура воздуха здесь составляет $-50 \dots -60$ °C.

2. *Климатическая зона ледникового склона, расположенная к северу от внутриматериковой зоны и опоясывающая Антарктиду широкой (700—800 км) полосой.* Северная граница этой зоны, совпадающая с горизонталью 300—500 м над уровнем моря, местами проходит вблизи побережья. Для этой зоны характерны постоянные в течение года значительные отрицательные значения температуры воздуха, стоковые ветры и метели. Среднегодовая температура воздуха здесь зависит от высоты склона и изменяется от -20 °C для прибрежных районов до -50 °C для верхних участков склона.

3. *Прибрежная климатическая зона, окаймляющая побережье Антарктиды большей частью в виде узкой ледниковой полосы, включает в себя выводные и шельфовые ледники, припай, прибрежные острова и оазисы.* Температурный режим во всей зоне примерно одинаков. Среднегодовая температура воздуха здесь колеблется от $-10 \dots -11$ °C на широте Полярного круга до $-17 \dots -20$ °C и ниже в более высоких широтах. Однако режим ветра, осадков, влажности и других характеристик в пределах этой зоны различается. Наиболее характерной чертой климатического режима в некоторых районах прибрежной зоны являются ураганные ветры, скорость которых превышает 60 м/с.

Число стационарных станций в Антарктиде невелико, и большая их часть расположена в береговой зоне. На антарктическом куполе длительные регулярные метеорологические наблюдения ведутся лишь на двух станциях — Восток и Амундсен — Скотт. Поскольку большинство прибрежных станций находятся в зоне стоковых ветров, определение количества выпадающих осадков стандартными методами, принятыми

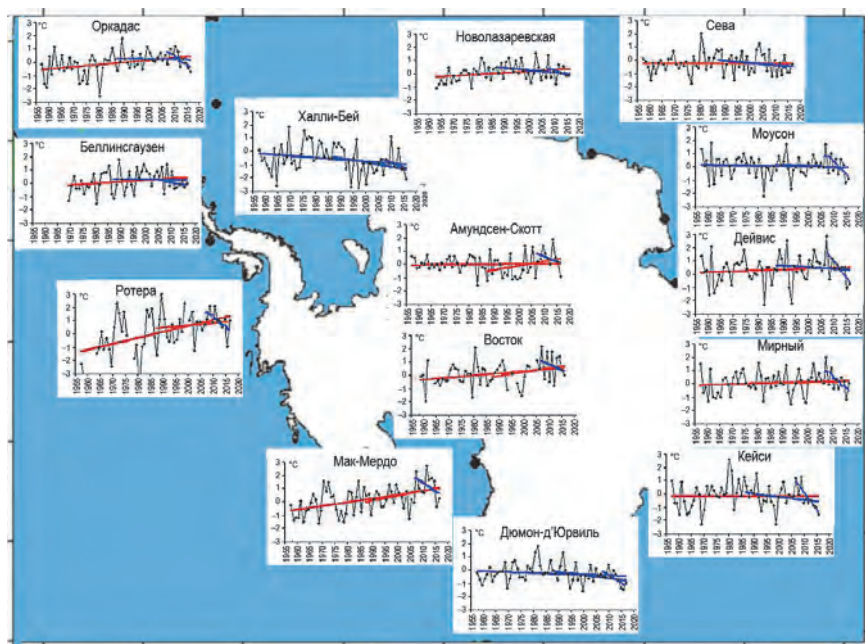


Рис. 1.1. Многолетняя изменчивость аномалий среднегодовой температуры воздуха относительно нормы за период 1968—1990 гг. для станции Беллинсгаузен и за период 1961—1990 гг. для остальных представленных станций.

на мировой сети гидрометеорологических станций, из-за сильного ветра и метелевого переноса снега невозможны. Поэтому далее представлены характеристики многолетней изменчивости только температуры воздуха на ряде антарктических станций.

На рис. 1.1 представлена многолетняя изменчивость аномалии среднегодовой температуры воздуха на антарктических станциях за периоды с начала наблюдений по 2016 г.

Размах межгодовых изменений температуры на представленных станциях различается. Максимальные значения отмечались на станциях Ротера (до 7°C), Халли-Бей и Кейси (около 5°C). На остальных представленных на рисунке станциях размах не превышает 4°C за весь период наблюдений на них.

В табл. 1.4 приведены значения линейного тренда среднегодовой температуры воздуха на станциях.

В изменениях среднегодовой температуры воздуха за период 1957—2016 гг. на большинстве станций Антарктиды сохраняется положительный линейный тренд. Самые большие значения тренда отмечаются в районе Антарктического полуострова. Здесь на станции Ротера повышение температуры составило около $2,6^{\circ}\text{C}$ за 60 лет. Тенденции к понижению среднегодовой температуры наблюдались в районе восточного побережья моря Уэдделла (на станции Халли-Бей $-0,8^{\circ}\text{C}$ за 60 лет) и менее выраженные — на станциях Дюмон-д'Юрвиль и Моусон.

В последнем 30-летии почти на всех станциях Восточной Антарктиды за исключением станции Мирный знак тренда отрицательный.

Результаты мониторинга термического режима Антарктиды показывают, что на фоне долговременной тенденции повышения температуры воздуха на большинстве

**Значения линейных трендов средней годовой температуры ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)
за весь период наблюдений, за последние 30 лет и за последние 10 лет
на антарктических станциях**

Станция	1957—2016	1987—2016	2007—2016
Амундсен — Скотт	0,04	0,41	−0,78
Новолазаревская	0,11	−0,17	−0,01
Сева	0,02	−0,10	0,09
Моусон	−0,02	−0,05	−1,50
Дейвис	0,06	−0,12	−2,29
Мирный	0,05	0,04	−1,94
Кейси	0,02	−0,13	−0,73
Дюмон-д'Юрвилль	−0,05	−0,18	−1,17
Мак-Мёрдо	0,26	0,32	−1,64
Ротера	0,44	0,17	−1,56
Беллинсгаузен	0,15	0,04	0,15
Оркадас	0,20	0,04	−0,85
Халли-Бей	−0,12	−0,25	−0,15
Восток	0,15	0,29	−1,11

Примечание. Жирным шрифтом выделены тренды, статистически значимые на 5 %-ном уровне.

станций появление в последние десятилетия отрицательных тенденций свидетельствует о замедлении процесса потепления в Антарктиде. Это иллюстрируют данные, приведенные на рис. 1.2, — многолетний ход аномалии среднегодовой температуры воздуха в Южном полушарии (Jones et al., 2016) и средних арифметических значений годовой аномалии температуры воздуха на всех представленных здесь антарктических станциях.

Температурные характеристики, приведенные на рис. 1.2, вообще говоря, сравнивать некорректно, поскольку они рассчитаны принципиально разными методами и влияние климатообразующих факторов на их формирование различно. Детальное описание методов расчета температурных характеристик для Южного полушария в целом приведено в работе Jones et al. (2016). Тем не менее можно говорить о качественных различиях в их многолетней изменчивости. Средняя годовая температура в Южном полушарии с 1957 по 2015 г. возросла со средней линейной скоростью

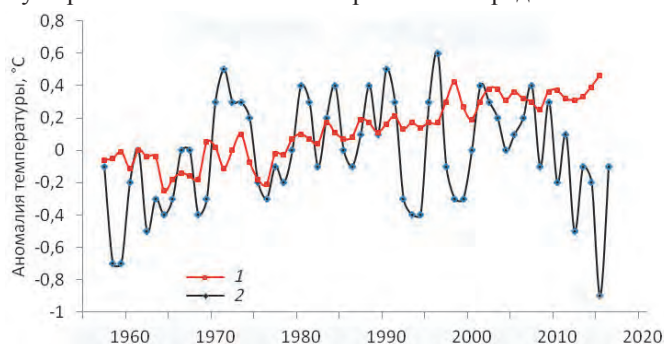


Рис. 1.2. Многолетняя изменчивость аномалии среднегодовой температуры воздуха в Южном полушарии (1) и средних арифметических значений аномалии среднегодовой температуры на антарктических станциях (2).

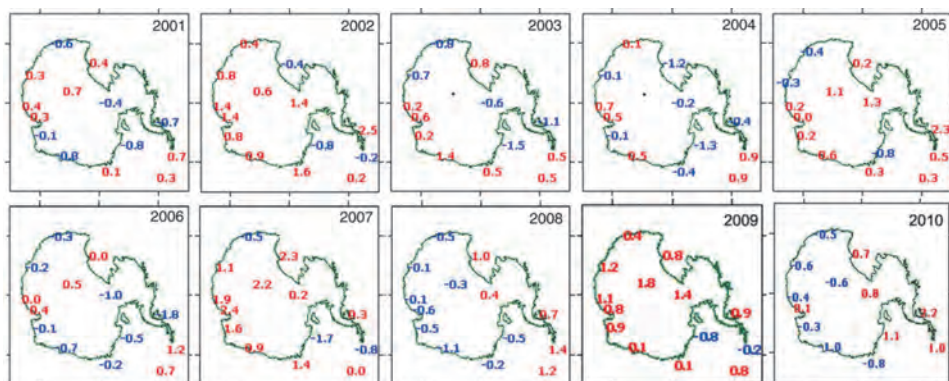


Рис. 1.3. Аномалии среднегодовой температуры воздуха (°C) на антарктических станциях.

0,1 °C/10 лет. Средние арифметические значения аномалии среднегодовой температуры воздуха, рассчитываемые для набора рассматриваемых антарктических станций, возрастали до середины 1990-х годов, а затем наметилась тенденция их уменьшения, продолжающаяся до настоящего времени.

На рис. 1.3 представлены изменения аномалии температуры воздуха на антарктических станциях за десятилетие 2001—2010 гг. Чередование «потеплений» и «похолоданий» от года к году, иногда с разницей 1 °C на станции, формируется в первую очередь под влиянием динамических факторов — циклонической активности, поскольку параметры радиационного режима не изменились.

1.2.2. Изменения климата Арктики

В табл. 1.5 приведены сведения о датах начала и окончания полярного дня и полярной ночи в Арктике.

Таблица 1.5

Даты наступления и окончания полярного дня (ПД) и полярной ночи (ПН) и их продолжительность (рассчитаны для появления верхнего края диска Солнца над горизонтом с учетом его углового радиуса 16' и рефракции 34') (Черниговский, Маршунова, 1965)

φ° с.ш.	Полярный день		Полярная ночь		Продолжительность, число дней	
	начало	конец	начало	конец	ПД	ПН
66	13.06	30.06	—	—	17	—
68	27.05	17.07	09.12	17.01	51	26
70	17.05	27.07	26.11	17.01	71	53
72	09.05	05.08	16.11	26.01	88	71
74	02.05	12.08	09.11	02.02	102	85
76	25.04	18.08	03.11	09.02	115	98
78	19.04	24.08	27.10	15.02	127	111
80	14.04	30.08	22.10	21.02	138	122
82	08.04	04.09	16.10	26.02	149	133
84	03.04	09.09	11.10	03.03	159	143
86	29.03	15.09	06.10	08.03	170	153
88	24.03	20.09	30.09	13.03	180	164
90	19.03	25.09	25.09	19.03	190	175

Сравнение табл. 1.2 (Антарктида) и 1.5 (Арктика) показывает, что продолжительность полярного дня на Южном полюсе на семь дней меньше, чем на Северном полюсе, из-за положения Земли в перигее относительно Солнца антарктическим летом. Однако большая удаленность Земли от Солнца арктическим летом приводит к тому, что различия между притоком солнечной радиации в периоды арктического и антарктического полярного дня сглаживаются (Маршунова, 1980).

В отличие от континента Антарктиды, почти вся поверхность которого круглогодично покрыта снегом и льдом, значительную часть Арктики занимает Северный Ледовитый океан с изменяющимся в течение года ледяным покровом. Отражательные свойства (альbedo) континентальных частей арктической территории также значительно изменяются в течение года из-за установления и схода снежного покрова. В Арктике альbedo естественных поверхностей изменяется в очень широких пределах: от 5 % для водных поверхностей до 98 % для сухого свежеснежного покрова (Радионон и др., 1996; Научно-прикладной справочник..., 1997). Соотношение площадей территорий с различными величинами альbedo неустойчиво не только в течение года, но и в межгодовых масштабах. В периоды с устойчивым снежным покровом альbedo составляет в среднем 80—85 %, а альbedo тундровых поверхностей после схода снежного покрова — 15—20 %.

Из множества факторов, влияющих на величину радиационного баланса и его изменчивость различных временных масштабов, основными являются облачность, альbedo подстилающей поверхности и стратификация атмосферы. Однако их роль различна в разные сезоны. В темное время года приток солнечной радиации отсутствует, и радиационный баланс определяется длинноволновым излучением поверхности и зависит от облачности и стратификации атмосферы. В светлое время возрастает влияние поглощенной радиации, величина которой, в свою очередь, определяется значениями суммарной радиации и, главным образом, альbedo подстилающей поверхности. Потоки суммарной радиации зависят от географической широты места, прозрачности атмосферы, наличия или отсутствия облачности. Колебания годовых значений радиационного баланса определяются всем комплексом перечисленных факторов и рядом других.

Годовой радиационный баланс в Арктике изменяется в большом диапазоне значений: от 500—1000 МДж/м² на поверхности воды, свободной от льда в течение всего года (в Баренцевом море), до -100 ... -200 МДж/м² на ледниках и в районах паковых льдов Арктического бассейна. Нулевые изолинии радиационного баланса совпадают с границами ледников на арктических островах и с границами паковых льдов. Как и в Антарктиде, эффект выхолаживания при недостатке солнечного тепла компенсируется адвекцией тепла из более низких широт и дополнительно потоками тепла из океана. В отличие от Антарктиды большую часть Арктики занимает Северный Ледовитый океан. Акватория океана и арктических морей во много раз превышает территорию континентальной части Арктики. Циклоническая деятельность, особенно развитая в западных районах Арктики, существенно смягчает суровость зимних условий. Тепло, накопленное в течение лета водными массами, зимой отдается прилегающим слоям воздуха через многочисленные полыньи и разводья в ледяном покрове и частично через лед (Прик, 1965).

Наличие или отсутствие ледяного покрова, как уже указывалось выше, влияет на характеристики радиационного режима. Появление ледяного покрова приводит к скачкообразному изменению альbedo морской поверхности от 0,1 до 0,6—0,8 и связанному с этим изменению температуры приповерхностного слоя воздуха. Изменения положения границ льда (в масштабе от одного до нескольких десятилетий) сказыва-

ваются на путях распространения атлантических циклонов, т.е. на динамических характеристиках атмосферного переноса тепла и влаги в Арктику (Захаров, Малинин, 2000). На распространение морских льдов зимой и на изменение площади открытой воды и температуры воздуха влияет приток теплых атлантических вод в Северо-Европейский бассейн (Алексеев и др., 2017). В результате, как и в Антарктиде, климатические характеристики в различных частях Арктики существенно различаются. Особенно значительные различия климатических параметров наблюдаются между континентальными и морскими частями разных районов Арктики.

В фундаментальной монографии З.М. Прик (1965) представлены краткие характеристики климата отдельных районов:

«1. Атлантический район ... включает Гренландское и Баренцево моря, западную часть Карского моря и участок Арктического бассейна, расположенный к северу от них. Зимой этот район отличается максимальной повторяемостью циклонов, неустойчивой погодой с частыми потеплениями. Температура воздуха значительно выше, чем в других районах ... Облачность, скорость ветра, количество осадков также больше, чем в других районах ... Летом температура воздуха к северу района понижается также довольно резко ... Пасмурное небо и туманы очень часты, особенно на севере района.

2. Сибирский район охватывает восточную часть Карского моря, море Лаптевых, западную половину Восточно-Сибирского моря и часть океана к северу от них. Зимой метеорологические условия района обуславливаются воздействием сибирского антициклона ... Температура воздуха очень низка (ниже, чем в других районах) и мало меняется в пространстве. Облачность также меньше, осадки выпадают реже и в меньшем количестве, чем в других районах. Летом значительное повышение температуры воздуха отмечается только вблизи побережья и в южной части морей. В остальной части района температура низка и устойчива, облачность велика, как и в других районах, но повторяемость туманов больше.

3. Тихоокеанский район ... включает восточную половину Восточно-Сибирского моря, Чукотское море, небольшую западную часть моря Бофорта и участок Арктического бассейна (примерно до 75° с.ш.). Этот район зимой оказывается под сильным воздействием тихоокеанских циклонов. Температура воздуха выше, скорость ветра, облачность, количество осадков больше, чем в смежных районах. Летом ... отмечается наибольшая повторяемость циклонов ...

4. Канадско-Гренландский район охватывает большую часть моря Бофорта и значительную часть Арктического бассейна, прилегающего к Канадскому Арктическому архипелагу и к Гренландии. Зимой ... отмечаются самые низкие в Арктике средние месячные температуры воздуха. Облачность, осадки и скорость ветра меньше, чем в смежных районах. Летом ... температура воздуха низка, облачность велика и уменьшается только вблизи берегов.

5. Центральный район Арктического бассейна отражает ... особенности климата всех остальных районов, поэтому в западной и восточной частях его метеорологические условия заметно различны ... Температура воздуха низка, но на западе довольно быстро повышается в направлении к Атлантическому району ... Летом в центральной части Арктического бассейна ... средняя температура очень устойчиво держится в пределах от -0,5 до -1,0 °С. Облачность больше, чем в остальных районах, туманы очень часты в западной половине района, но в восточной половине повторяемость их снижается».

Наблюдения за метеорологическими параметрами в последующие годы и их обобщение позволили уточнить границы однородных климатических районов в Ар-

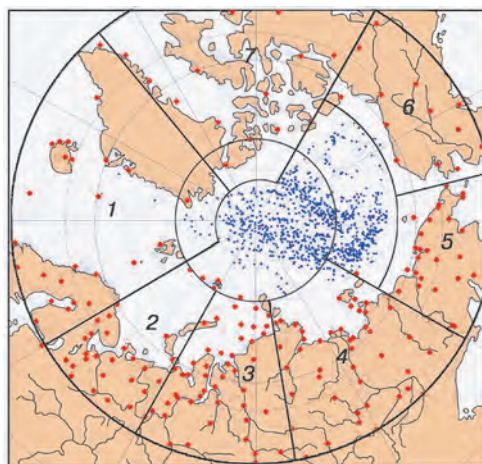


Рис. 1.4. Сеть метеорологических станций и границы климатических районов в Северной полярной области.

1 — Атлантический климатический район, 2 — Северо-Европейский, 3 — Западно-Сибирский, 4 — Восточно-Сибирский, 5 — Чукотский, 6 — Аляскинский, 7 — Канадский.

ктике, но картина основных климатических особенностей в различных частях Арктики, описанных З.М. Прик (1965), не изменилась. В настоящее время для описания текущего климата и его изменений используются наборы статистических характеристик метеорологических параметров, осредненных за месяц, сезон или год, сравниваемых с аналогичными характеристиками, осредненными за тридцатилетний интервал (1961—1990 гг.), рекомендованный Всемирной метеорологической организацией. Для описания многолетней изменчивости климатических характеристик чаще всего анализируется многолетняя изменчивость их аномалий — отклонений от нормы (среднего) за указанный 30-летний период. Для климатического анализа гидрометеорологических параметров Северной полярной области (СПО) применяется методика, утвержденная Росгидрометом (Радионов и др., 2014). В соответствии с ней анализируются результаты измерений температуры воздуха и количества осадков на 231 стационарных гидрометеорологических станциях и в 22 точках в Арктическом бассейне с начала их работы по текущий период. Этот мониторинг проводится в СПО как в целом по широтным зонам 60—85, 60—70 и 70—85° с.ш., так и по отдельным климатическим районам (рис. 1.4, табл. 1.6).

Были уточнены на основе более длинных рядов наблюдений значения средних многолетних значений и характеристики многолетней изменчивости метеороло-

Таблица 1.6

Границы климатических районов

Район	φ° с.ш.	λ°
Атлантический	85 — 60	50° з.д. — 30° в.д.
Северо-Европейский	85 — 60	30° — 60° в.д.
Западно-Сибирский	85 — 60	60° — 100° в.д.
Восточно-Сибирский	80 — 60	100° — 150° в.д.
Чукотский	73 — 60	150° в.д. — 170° з.д.
Аляскинский	73 — 60	170° — 120° з.д.
Канадский	85 — 60	120° — 50° з.д.

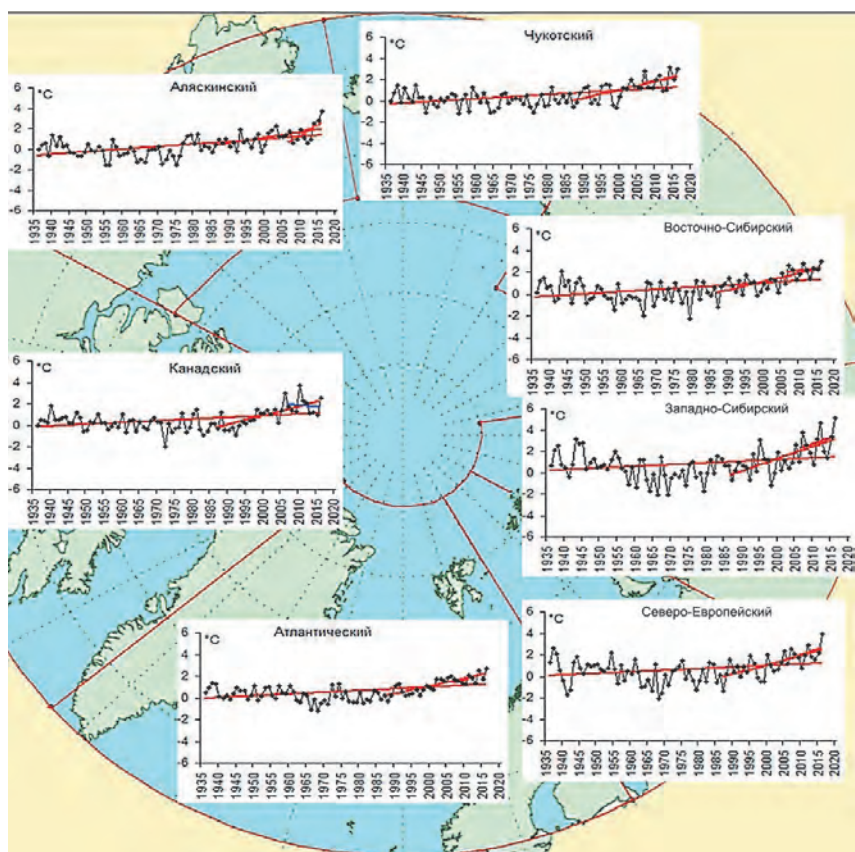


Рис. 1.5. Многолетняя изменчивость аномалий среднегодовой температуры воздуха относительно нормы за период 1935 — 2016 гг. в различных районах Арктики.

гических величин. На рис. 1.5 представлена многолетняя изменчивость аномалий средней за год температуры воздуха в выделенных однородных климатических районах Арктики.

На рисунке отчетливо проявляется повышение среднегодовой температуры воздуха во всех секторах Арктики за период наблюдений как с 1936 г., так и с 1987 по 2016 г. При этом скорость линейного повышения температуры за последние 30 лет существенно больше, чем за весь период наблюдений с 1936 г. (табл. 1.7).

В период 1936—2016 гг. наблюдается статистически значимый (на 5 %-ном уровне значимости) положительный линейный тренд среднегодовой температуры воздуха для широтных зон 60—70 и 70—85° с.ш., а также в целом для СПО. Линейное (по тренду) повышение температуры воздуха за 81 год составило 1,38, 1,46 и 1,38 °C соответственно. Для отдельных климатических районов значимый тренд среднегодовой температуры воздуха прослеживается во всех районах, кроме Западно-Сибирского. Потепление за 81 год составило в районах от 1,13 до 2,02 °C. В течение последних тридцати лет (1987—2016 гг.) температура повышалась во всех регионах СПО. В целом для СПО (зона 60—85° с.ш.) линейное повышение среднегодовой температуры за 30 лет составило около 2,4 °C.

**Коэффициенты линейного тренда среднегодовой температуры воздуха
для отдельных районов за весь период наблюдений и за последние 30 лет**

Район, широтная зона	1936—2016		1987—2016	
	<i>Bx</i>	<i>D</i>	<i>Bx</i>	<i>D</i>
Атлантический	0,15	39,1	0,72	82,3
Северо-Европейский	0,14	25,1	0,85	65,3
Западно-Сибирский	0,15	20,2	1,11	60,1
Восточно-Сибирский	0,20	39,9	0,75	65,5
Чукотский	0,20	46,1	0,78	62,6
Аляскинский	0,25	52,1	0,53	44,3
Канадский	0,16	36,7	0,85	69,8
60 — 70° с.ш.	0,17	52,2	0,55	71,1
70 — 85° с.ш.	0,18	38,9	1,11	89,7
60 — 85° с.ш.	0,17	47,5	0,79	82,3

Примечания: 1. *Bx* — значение линейного тренда (°C/10 лет), *D* — вклад (%) тренда в полную дисперсию. 2. Жирным шрифтом выделены тренды, статистически значимые на 5 %-ном уровне значимости.

Общее изменение температуры воздуха за более чем 80-летний период наблюдений происходило неравномерно: до начала 1970-х годов наблюдалось ее понижение, за которым последовало повышение, продолжающееся до настоящего времени. Это отчетливо проявляется на рис. 1.6, на котором представлена многолетняя изменчивость аномалий среднегодовой температуры воздуха для СПО в целом.

Как упоминалось выше, температурный режим в Арктике, особенно в период полярной ночи, в значительной степени формируется под действием атмосферного переноса тепла и влаги из умеренных широт в высокие. Атмосферная циркуляция является одним из основных факторов, формирующих режим осадков в СПО и их пространственное распределение. Основными характеристиками осадков являются пространственные и временные изменения их количества и их повторяемость. Повторяемость выражается обычно числом дней с осадками за тот или иной временной интервал — месяц, сезон, год. В большинстве районов Арктики осадки выпадают часто. Число дней с осадками имеет хорошо выраженный годовой ход: реже всего они выпадают весной, чаще всего — осенью.

Годовое число дней с осадками в разных районах Арктики существенно различается. Наиболее велико оно в Атлантическом и Северо-Европейском секторах — до 200—220 дней за год. К востоку оно уменьшается. Наименьшее число дней с осадка-

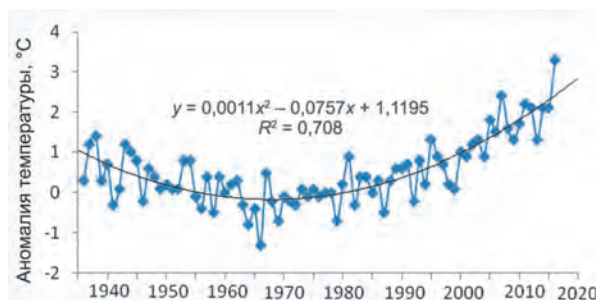


Рис. 1.6. Многолетняя изменчивость аномалий среднегодовой температуры воздуха в СПО.

R^2 — достоверность аппроксимации квадратичным полиномом.

Таблица 1.7

Коэффициенты линейного тренда (Bx мм/10 лет) сезонных и годовых сумм осадков за период 1936—2016 гг. и изменение сумм осадков в % от нормы за 1961—1990 гг.

Район, широтная зона	Холодный период		Теплый период		Год	
	Bx	%	Bx	%	Bx	%
Атлантический	8,39	10,6	-0,36	-1,0	8,03	7,4
Северо-Европейский	11,41	33,8	1,87	7,2	13,28	21,3
Западно-Сибирский	5,28	20,2	-1,71	-7,1	3,57	5,7
Восточно-Сибирский	0,31	1,8	-1,11	-5,8	-0,8	-2,4
Чукотский	-3,50	-14,9	-2,54	-13,7	-6,04	-14,3
Аляскинский	1,72	9,3	-1,09	-5,1	0,63	0,3
Канадский	0,10	0,7	2,23	15,4	2,33	9,0
60 — 70° с.ш.	5,37	14,5	0,48	1,8	5,85	8,5
70 — 85° с.ш.	1,27	7,4	-0,85	-6,1	0,42	0,9

ми наблюдалось в районе южной части моря Лаптевых (115—120 дней за год) и юго-западной части Восточно-Сибирского моря (100—110 дней за год) (Прик, 1965).

На общем фоне низкой температуры воздуха в Арктике чаще всего наблюдаются осадки в виде снега, реже — смешанные осадки и дождь. В связи с этим при анализе характеристик осадков в целях их мониторинга принято выделять два сезона: холодный, когда выпадают преимущественно твердые (снег) и смешанные осадки; теплый, когда осадки выпадают в виде дождя. За холодный сезон принимается период с октября по май, а за теплый — с июня по сентябрь.

Характеристики многолетней изменчивости количества осадков в тех же, что и для температуры воздуха, климатических районах приведены в табл. 1.7.

В многолетних изменениях годовой суммы осадков за период 1936—2016 гг. в СПО наблюдается тенденция их статистически значимого увеличения со средней скоростью около 3 мм/10 лет. Годовая сумма осадков за 81 год возросла на 5,5 % по сравнению с нормой за 1961—1990 гг. Однако все увеличение суммы осадков в СПО обеспечено их устойчивым увеличением в широтной зоне 60—70° с.ш. (на 8,5 % от нормы).

В распределении доли вклада осадков теплого и холодного периода в их годовую сумму можно отметить, что увеличение годовой суммы осадков в СПО полностью обеспечивается увеличением количества осадков в холодный период. В целом по СПО в холодный период количество осадков возросло на 11 % в основном за счет широтной зоны 60—70 °с.ш. (здесь прирост составил 14 %, а к северу от параллели 70° с.ш. — только 7 %). На всей же территории СПО количество осадков в холодный период года уменьшилось лишь в Чукотском районе (на 15 %).

В теплый сезон количество осадков в СПО за период 1936—2016 гг. уменьшилось в целом по региону на 1,5 %. Наибольшее уменьшение отмечалось в широтной зоне к северу от параллели 70° с.ш. (на 6,1 % от нормы). Статистически значимое увеличение количества осадков в теплый период года обнаруживается только в Канадском районе (на 15 % выше нормы)(http://www.aari.ru/resources/m0035/gm_review_2016.pdf/).

Глава 2.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЙ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ В ПРОШЛОМ

Информация об изменениях климата в прошлом извлекается в основном при изучении отложений суши и морей, кернов льда, рельефа суши, а при изучении колебаний климата в последнее столетие используется короткий ряд инструментальных гидрометеорологических наблюдений. Объектами нашего исследования являются рельеф и четвертичные отложения — палеогеографические архивы, в которых в локальном и региональном масштабе запечатлены палеоклиматические события длительностью от нескольких лет до тысяч лет.

В полярных областях Земли существует довольно большой набор генетических типов рельефа и отложений экзогенного характера: ледниковые, водно-ледниковые, морские, аллювиальные, озерные, болотные, биогенные и др. Их пригодность и значение для выполнения палеоклиматических реконструкций сильно различаются.

Ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа и отложения наиболее отчетливо выражены в районах современного оледенения. Они маркируют связанные с климатическими изменениями стадии отступления и разрастания ледников, этапы дегляциации территорий.

Морские формы рельефа и отложения регистрируют, помимо колебаний относительного уровня моря, состояние водных масс (температура, соленость, ледовые и гидродинамические условия, волноприбойная деятельность и др.), которое, с одной стороны, тесно связано с климатическими условиями, а с другой стороны, оказывает влияние на климат и ландшафты прилегающих территорий суши. Эта связь особенно отчетливо проявляется при исследовании эстуарно-морских отложений.

Аллювиальные формы рельефа и отложения служат важным источником сведений о взаимодействии тектонических и обусловленных климатом эрозионно-аккумулятивных процессов, вызывающих смену водного баланса и ландшафтов на суше.

Болотные отложения (торфяники) характеризуют периоды существования определенных климатических условий, причем зачастую дают возможность извлечения довольно детальной и хронологически выверенной палеогеографической информации.

Донные осадки водоемов, в особенности глубоких, предоставляют, пожалуй, лучшие естественные архивы данных о развитии природной среды и климатических изменениях (Субетто, 2009). С момента возникновения водоема осадки накапливаются в нем, как правило, непрерывно и последовательно и потому содержат весьма полные и стратиграфически корректные палеогеографические записи. Параметры осадков зависят от предшествующих экологических условий в водоеме (ледовый и динамический режим, температура и химизм вод, биота и др.) и на его водосборе (водный баланс, характер поверхности и др.), которые, в свою очередь, обусловлены климатическими характеристиками, уровнем моря и ландшафтами в районе. Благодаря быстрой реакции состояния водоемов на смену экологических условий, в их осадках

может содержаться информация не только о длительных этапах развития, но и о десятилетней, даже межгодовой изменчивости окружающей среды. Наконец, большинство озер, в том числе и в Антарктиде, — это резервуар развития жизни, что способствует захоронению в них органического вещества, необходимого для определения радиоуглеродной хронологии осадконакопления.

В полярных странах существуют и специфические природные объекты, сохраняющие свидетельства, позволяющие судить о климатических условиях в прошлом. Например, в Антарктиде это гнезда пингвинов и снежных буревестников. В гнездах пингвинов Адели (*Pygoscelis adeliae*) материал их жизнедеятельности, перемешанный с мелкоземом, может накапливаться длительное время и иметь мощность до нескольких дециметров. Массовое датирование возраста базальных слоев по разрезу отложений в пингвиньих колониях дает информацию об изменениях комплекса условий гнездования в конкретном районе, включая влияние климата (Baroni, 1994; Emslie, 2001; Emslie, Woehler, 2005). Снежные буревестники (*Pagodroma nivea*) селятся на свободных от льда участках суши в прибрежной зоне или во внутренних горных областях в узких расщелинах и нишах скал, между глыбами и валунами прочных горных пород (Булавинцев и др., 1993). Гнезда могут использоваться тысячи лет, и на выходе из них будет последовательно накапливаться органический материал толщиной до 50 см — сублимированный желудочный продукт переработки криля, который выплевывают потревоженные птицы. Радиоуглеродное датирование этого материала позволяет выявить хронологию освоения птицами исследуемого района, что связано с местным ходом дегляциации и с палеоклиматом (Веркулич, 2008; Bolshiyakov et al., 1989; Hiller et al., 1995).

Безусловно, список объектов нашего исследования шире приведенного выше; их полный состав, более подробные характеристики и палеогеографическая значимость будут раскрыты ниже. Это же относится и к используемым в настоящей работе методам исследований — здесь мы приводим лишь их краткий перечень с общими пояснениями.

Литологический, гранулометрический, минералогический и геохимический (для неорганического вещества) анализ. Изучение литологического состава отложений позволяет выявить ряд ключевых условий его накопления по таким характеристикам, как структура и текстура, соотношение органической и минеральной составляющих отложений, включения. Более детальные сведения о смене условий накопления отложений по разрезу, в том числе связанной с климатическими изменениями, извлекаются при изучении размерности и сортировке обломочных частиц в ходе гранулометрического анализа, при рентгеноскопическом или томографическом просвечивании осадков (в случае колонок донных отложений). Минералогический и геохимический анализ осадков (совместно с выяснением минералогии областей водосбора) помогают установить связь поступления в точку разреза обломочного материала с историей дегляциации района, изменением водного баланса и эрозийной активности на окружающих пространствах.

Геохимический и изотопный анализ органического вещества. Анализ вариаций геохимических и изотопных характеристик органического вещества по разрезам предоставляет данные об изменениях биологической продуктивности, об активности текущих вод, о смене режима и состава вод, об эволюции растительности в водоеме

и его окрестностях, — процессах, регулируемых изменениями окружающей природной среды и, безусловно, климата.

Фундаментальным параметром для описания количества органического вещества в осадках является общая концентрация органического углерода (ТОС), — это разница между общим содержанием углерода и содержанием карбонатного углерода, которая представляет собой органическое вещество, не подвергшееся повторной минерализации при накоплении. Выраженные в процентном весовом отношении к единице массы образца значения ТОС по разрезам отражают в целом изменения продукции первичной биомассы и степени ее преобразования в ходе осадконакопления, которые зависят от климатически обусловленных изменений природной среды. Однако весовые соотношения ТОС и минеральной части в осадках могут быть следствием не только биологической продуктивности, но и вариаций количества доставляемого обломочного материала или степени растворения карбонатного материала. Оценка соотношения между количеством аллохтонного и автохтонного органического вещества производится при сопоставлении содержания в осадках углерода и азота (C/N). Следует помнить, что это соотношение может отражать и некоторую модификацию первичного органического материала биогеохимическими процессами в водоеме, например процессами сульфатредукции, метаноокисления и метанобразования (Гальченко, 1994). Их интенсивность определяется гидрологическим и ледовым режимом, химизмом водоема; изменения могут быть установлены по содержанию в осадках метана и серы.

Дополнительную информацию дает изотопный состав органических осадков. Изотопы органического углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) являются индикатором таких условий осадконакопления, как наличие питательных веществ в воде, первичная биологическая продуктивность, карбонатизация, обмен органического вещества в водоеме и обмен CO_2 между водоемом и атмосферой (Hodgson et al., 2004). Например, в озерах Антарктиды вариации значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в осадках тесно связаны с продолжительностью существования ледяного покрова и особенностями водообмена — климатически обусловленными параметрами. Анализ изотопов кислорода в карбонатах ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) бессточных озер дает сведения о предшествующем соотношении питания озер и испарения воды, что характеризует развитие условий на водосборе (дегляциация, аридизация) и изменения климата. Климатические флуктуации, влияющие на температуру воды и гидрологический режим водоемов, выявляются также по изотопам биогенного кремнезема ($\delta^{18}\text{C}_{\text{si}}$).

Спорово-пыльцевой анализ. Палинологический, или спорово-пыльцевой анализ широко применяется для реконструкции растительности и климата четвертичного периода. В последние десятилетия при проведении анализа учитываются все наблюдаемые в отложениях микрофоссилии (так называемые палиноморфы (Faegri, Iversen, 1989)), т.е. остатки органики, которые по размеру сопоставимы с пылью и спорами и не разрушаются в процессе фоссилизации и химической обработки проб. Пыльца и споры встречаются во всех типах четвертичных отложений, однако лучше всего сохраняются в анаэробных условиях, в отложениях верховых и низинных болот, озер, морей и океанов (Bennet, Willis, 2001). Подробная методика проведения спорово-пыльцевого анализа представлена в целом ряде публикаций, как отечественных (Николаевская и др., 2015; Спорово-пыльцевой анализ, 1950; Чернова, 2004, и др.), так и зарубежных (Bennet, Willis, 2001; Berglund, Ralska-Jasiwiczova, 1986; Faegri,

Iversen, 1989; Moore et al., 1991, и др.). Результаты анализа обычно представляются диаграммой, на которой отражен состав спорово-пыльцевого спектра каждого изученного слоя отложений, выраженный в процентах. Для палеоклиматических целей процентное соотношение каждого пыльцевого или спорового таксона, как правило, вычисляется на основе суммы пыльцы всех наземных растений за исключением водных.

При интерпретации палинологических данных в полярных регионах особую значимость приобретает подсчет концентрации пыльцы и ее поступления на единицу площади, что соотносится с плотностью растительности. Для этого используются таблетки с известным количеством пыльцы (*Eucalyptus* для Северного полушария или *Alnus* для Южного полушария) или спор (*Lycopodium*) (Bennet, Willis, 2001), которые добавляются в пробу перед химической обработкой. Корректность интерпретации результатов анализа повышают знания о составе современной растительности и «пыльцевого дождя», их корреляции с субрецентными спорово-пыльцевыми спектрами района исследований. К настоящему моменту получены данные о составе субрецентных спектров поверхностных проб из различных районов Арктики (Рашке и Савельева, 2017; Савельева и др., 2013; De Klerk et al., 2014, 2017; Klemm et al., 2013; Lozhkin et al., 2001; Peros, Gajewski, 2009; Van der Knaap, 1990, и др.).

Метод спорово-пыльцевого анализа позволяет реконструировать не только качественные характеристики климата (теплее или холоднее современных условий), но и получить количественные показатели климатических параметров (температура и влажность воздуха). Эти реконструкции выполняются, например, с помощью флористического (Гричук, 1969, 1985) и информационно-статистического (Климанов, 1976) методов, а также методов современных аналогов (Guiot, 1990; Guiot et al., 1989; Overpeck et al., 1985) и биомов (Тарасов, 2000; Prentice et al., 1996).

Диатомовый анализ. Диатомовые водоросли (Bacillariophyta) являются надежными экологическими индикаторами условий осадконакопления в полярных районах — они доминируют в фитопланктоне и бентосе морей Южного и Северного Ледовитого океанов (Мухина и Казарина, 1989), а также обитают в озерах антарктических оазисов и арктических районов севера Евразии. Они отличаются быстрыми темпами эволюции, широким географическим распространением, хорошей сохраняемостью и высокой численностью в осадках благодаря кремниевой клеточной оболочке, уникальной для каждого вида. Появление и развитие диатомовых комплексов (наборов видов с различным количественным присутствием) определяется глубиной, характером водообмена, температурой и соленостью вод, наличием питательных веществ, pH, ледовым режимом и другими характеристиками водоемов и областей их питания. Для максимального развития видов диатомей есть граничные экологические условия, поэтому, зная современную биогеографию и экологию видов, можно соотносить изменения диатомовых комплексов в разрезах отложений с изменениями окружающей среды в прошлом.

Исследования современных и ископаемых диатомовых водорослей в морях Антарктики ведутся с середины прошлого века отечественными и зарубежными учеными (Жузе и др., 1962; Козлова, 1961; Пушина и др., 2016; Burckle et al., 1987; Cunningham, Leventer, 1998; Fenner et al., 1976; Pichon et al., 1987; Zielinski, Gersonde, 1997). За это время собраны данные о таксономии и экологии диатомей, особен-

ностях их распространения, установлены виды-индексы. Изменения диатомовых комплексов, имеющих различные экологические характеристики, позволяют выделить в осадках экзоны, характеризующиеся определенными температурными и гидродинамическими условиями, а также реконструировать палеоэкологические условия осадконакопления: изменение глубины водоема (уровень моря), влияние океанических вод (циркуляция и связь с океаническими массами), природную обстановку на водосборе (степень оледенения, интенсивность таяния), ледовый и температурный режим (климатические условия), изменение солености воды.

Методика интерпретации результатов диатомового анализа осадков озер в целом аналогична методике, которая применяется для отложений морского генезиса (Smol, 1988), однако имеет свои особенности. Таксономия и число створок диатомей в разрезах часто отражают смену природных условий более четко, чем другие характеристики озерной осадочной толщи. Флуктуации содержания диатомей указывают на относительные изменения первичной биологической продуктивности в озерах и химизме вод, которые могут быть обусловлены климатическими причинами и ходом дегляциации водосборов (Большаянов и др., 2013; Веркулич и др., 2012 а, б; Bronge, 1989; Hansson, Hakansson, 1992; Spaulding, McKnight, 1999; Verkulich et al., 2002; Wagner et al., 2004). Чередование морских и пресноводных диатомовых комплексов в осадках озер, расположенных невысоко вблизи моря, служит сигналом об относительных изменениях уровня моря (Веркулич, Пушина, Савин, 1995; Веркулич и др., 1990, 2007; Wassel, Håkansson, 1992; Zwart et al., 1998). Кроме того, анализ гидрологических и гидрохимических параметров озер и диатомовой флоры в поверхностных осадках позволяет установить статистические связи между особенностями ископаемых диатомовых комплексов и соленостью озер в прошлом, которая изменялась в соответствии с изменением климатических условий и ходом дегляциации районов (Roberts, McMinn, 1998; Roberts et al., 2000; Verleyen et al., 2003).

Следует отметить, что при всей масштабности применения результаты диатомового анализа не всегда могут объяснить всю сложность палеоэкологических процессов во время формирования отложений. Таксономический состав, биогеография и экология диатомей Антарктики и Арктики продолжают изучаться; здесь до сих пор выявляются их новые рода и виды (Gogorev, Pushina, 2014; Gogorev et al., 2010; Sterken et al., 2015). Экологические условия обитания многих видов не могут интерпретироваться однозначно: так, например, развитие морских бентосных диатомей тесно связано как с глубиной, так и с ледовыми условиями водоемов. Кроме того, тонкоокремненные створки диатомей растворяются при погружении до уровня дна, что искажает картину первичного количественного соотношения видового состава диатомовых комплексов, связанную с условиями окружающей среды.

Анализ других органических остатков. Одним из активно используемых индикаторов состояния континентальных водоемов являются водные организмы зообентоса, в частности хирономиды Chironomidae (Insecta: Diptera). Методы выполнения качественных и количественных реконструкций, основанные на изучении хирономид вкупе с моделированием, детально разработаны и широко применяются в палеоклиматологии и палеоэкологии, предоставляя возможность численной оценки изменений летней температуры воздуха в прошлом в разных районах мира (Andreev et al., 2004; Barley et al., 2006; Brooks, 2006; Brooks & Birks, 2001; Kuzmina, Bolshiyarov, 2002; Larocque et al., 2001; Nazarova et al., 2015).

В антарктической палеолимнологии зоологические индикаторы используются реже. В осадках местных озер увеличение количества остатков и яиц миниатюрных креветок, клещей, веслоногих ракообразных и коловраток послужило показателем роста продукции в водоемах органического вещества или увеличения на водосборах лишайников и мхов из-за потепления и увлажнения (Björck et al., 1996; Swadling et al., 2001).

Сравнительно недавно появился новый индикатор эволюции водоемов — осадочные пигменты микробных матов. Они заключают в себе информацию о составе и содержании существовавших ранее фототрофных сообществах (водорослей, бактерий), которые после фоссилизации практически не оставляют морфологически выраженных остатков (Hodgson et al., 2004). Так, пигментный анализ осадков озер Холмов Ларсеманн позволил проследить ход их колонизации сине-зелеными водорослями и другими одноклеточными организмами в процессе изоляции от морских вод, дал косвенные палеоклиматические сведения о видовых изменениях сообществ в прошлом (Squier et al., 2005; Verleyen et al., 2004).

Методы определения времени палеоклиматических событий. Методы датирования возраста отложений в полярных районах в целом похожи на применяемые в других областях планеты, но порой осложнены необходимостью учета специфических поправок. Прежде всего, это относится к методу радиоуглеродного датирования, который используется наиболее массово и давно. Материалом для радиоуглеродного датирования в нашем исследовании послужили все обнаруженные типы ископаемой органики: растительные остатки (древесные, травянистые, мхи и водоросли), остатки фауны (раковины, фораминиферы, останки китов, тюленей, птиц), органические отложения в гнездах птиц — при достаточных навесках такого материала использовались методы, описанные Х.А. Арслановым (1987) и В.Ю. Кузнецовым (2008). В других случаях применялось АМС радиоуглеродное датирование возраста осадка с достаточным содержанием общего углерода. Одной из проблем датирования, наиболее ярко проявившейся в Антарктиде, стало наличие отклонений полученных значений радиоуглеродного возраста от истинного в сторону его увеличения. Главными причинами этого служат наличие обедненных углеродом ^{14}C вод и замедленный газообмен между водоемами и атмосферой. Здесь присутствует так называемый эффект антарктического морского резервуара (AMRE, Antarctic Marine Reservoir Effect) (Omoto, 1983). Суть AMRE заключается в том, что концентрация углерода в Южном океане (среда обитания и питания организмов) обуславливается преимущественно восходящими течениями в зоне антарктической дивергенции глубинных вод Северного полушария, которые обеднены углеродом ^{14}C (Gordon, Harkness, 1992). Усугубляют ситуацию региональные различия в процессах апвеллинга вокруг Антарктиды и в поступлении с континента в океан обедненных ^{14}C вод, а также различия в экологии и усвоении ^{14}C раковинами, тюленями, птицами, растительностью. В итоге ошибка значений радиоуглеродного и истинного возраста при датировании морских отложений варьирует в пределах сотен — тысяч лет.

Искажение результатов датирования органического вещества в пресных водах обусловлено рядом причин: снабжением районов ледниковыми водами с уменьшенным содержанием ^{14}C ; затрудненностью или отсутствием газообмена водоемов с атмосферой из-за суровости их ледового режима; повторным усвоением «древнего» углерода растительностью в озерах с замедленным водообменом (Adamson,

Pickard, 1986; Björck, Hjort C., Ingólfsson O., et al., 1991; Doran et al., 1999; Gore, 1997; Melles M., Verkulich S.R., Hermichen W.-D., 1994; Melles et al., 1997; Squyres et al., 1991; Stuiver et al., 1981; Zale, 1994 b).

Для коррекции указанных отклонений используются разные подходы. Чтобы оценить и скорректировать влияние AMRE на возраст морских отложений, выполнялось датирование современной антарктической биоты. Его результаты позволили очертить границы видовых и региональных ошибок метода в пределах от 400 до почти 2000 лет (Adamson, Pickard, 1983; Baroni, Orombelli, 1991; Berkman, Forman, 1996; Berkman et al., 1998; Colhoun, Adamson, 1992; Curl, 1976; Gordon, Harkness, 1992; Stuiver et al., 1981; 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 (Björck, Hjort C., Ingólfsson O., et al., 1991; Doran et al., 1999; Melles M., Verkulich S.R., Hermichen W.-D., 1994; Schwab, 1998; Squyres et al., 1991). Таким образом, результаты радиоуглеродного датирования могут быть приближены к истинным значениям возраста отложений. В нашей работе, в частности в главе 6, реконструкции выполнены с применением таких «исправленных» датировок.

Измерения содержания ^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , аккумулирующихся под воздействием космических лучей в горных породах на поверхности Земли в соответствии с продолжительностью облучения, широтой, долготой и геометрией поверхности, используются для датирования природных событий, которые обнажают породы (Bierman, 1994; Cerling, Craig, 1994). В Антарктиде такие измерения позволяют получить сведения о хронологии дегляциации, зависящей от изменений климата, — они применялись, например, в оазисе Вестфолль (Fabel et al., 1997).

Датирование экзогенных процессов методом урановых серий (уран-ториевый метод, см. работу Edwards et al. (1986)) проводится по карбонатным озерным осадкам, костям или раковинам моллюсков; получаемые результаты не зависят от проблем применения радиоуглеродного датирования, а временные границы использования уран-ториевого метода лежат в пределах от нескольких лет до примерно миллиона лет.

Зерна кварца и полевого шпата в ледниковых и водно-ледниковых отложениях, в осадках водоемов являются объектами датирования с помощью термолюминесцентного (ТЛ) и оптически стимулированного люминесцентного (ОСЛ) методов (Huntley et al., 1985; Rhodes, 1988, 2000). В антарктической палеогеографии эти методы применялись в Сухих Долинах Земли Виктории, в оазисах Ширмахера и Бангера для определения хронологии накопления донных осадков в водоемах и дегляциации территорий (Berger, Doran, 2001; Doran et al., 1999; Gore et al., 2001; Krause et al., 1997).

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» (глины, суглинки

и т. п.). Подсчет годовых пар, во-первых, помогает оценить продолжительность накопления толщи. Во-вторых, он устанавливает точную хронологию и позволяет выявить ритмичность природных событий в бассейне озера (усиление или ослабление, катастрофические параметры стока вод и др.), которые в значительной степени зависят от климатических флуктуаций. Применение всех этих методик будут продемонстрировано в последующих главах настоящей работы.

Глава 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА АРКТИКИ В ГОЛОЦЕНЕ

3.1. ЦИРКУМПОЛЯРНАЯ АРКТИКА

Цель палеоклиматических исследований, длительно ведущихся в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (АНИИ), заключается в том, чтобы выявить колебания климата на отрезках времени за последние сотни тысяч, десятки тысяч, тысячи лет и выяснить, являются ли эти колебания циклическими, а также попытаться составить прогноз климата на длительную перспективу (сотни, тысячи лет).

Предшествующие исследования (Адаменко и др., 1982; Макеев, Большаинов, 1991) показали, что пространственные и временные колебания климата Арктики на протяжении длительных отрезков времени представляют собой сложную картину. Были выделены три арктические климатические провинции, в которых потепления и похолодания происходят более или менее синхронно: Приатлантическая северо-европейская, Азиатская и Канадская. Корреляция долгопериодных колебаний климата между провинциями не проводилась.

В проведенных ранее исследованиях для палеоклиматических построений использовались разнородные данные: поиск климатического сигнала при интерпретации спорово-пыльцевых данных из разрезов четвертичных отложений и палеоклиматические построения, основанные на изучении ледяных кернов из скважин, пробуренных на полярных ледниках. Данных было недостаточно, и они были слабо привязаны к хронологической шкале. Выявленные закономерности показали, что для понимания климатических колебаний в прошлом недостаточно оперировать полушариями или широтными поясами, как это делалось предшествующими исследователями. Оказалось, что даже в Северной полярной области Земли климатические флюктуации существенно различаются при переходе из одного сектора в другой.

Настоящее исследование опирается на более значительный объем фактического материала, собранного международным научным сообществом за последнее десятилетие. Эти данные более или менее однородны, поскольку в их основе лежит палеоклиматическая интерпретация только спорово-пыльцевых спектров рыхлых отложений, изученных в различных регионах Арктики.

В настоящее время существуют методы восстановления палеотемпературы воздуха по соотношению пыльцы растений различных групп в образцах (Климанов, 1976; Климанов, 1985). Сознвая сложность интерпретации спорово-пыльцевых спектров отложений, полученных в Арктике (главным образом, вследствие значительного заноса пыльцы растений из умеренных и низких широт в безлесные ландшафты тундр и полярных пустынь), авторы настоящей работы скептически относятся к выведению абсолютной палеотемпературы воздуха на основе спорово-пыльцевого анализа. С нашей точки зрения пока можно определить только относительные колебания температуры воздуха.

В Арктике главным фактором ограничения развития растительности выступает малое количество тепла в течение вегетационного периода. В голоцене (последние 10 000 лет) изменения влажности не были значительными. В это время и сформировались те арктические ландшафты, основными факторами развития которых являются малое количество тепла и избыток влаги (превышение осадков над испарением). При этом если избыток влаги является более или менее постоянной характеристикой Северной полярной области за последние 10 000 лет, то приход тепла испытывал более значимые для растительности флюктуации. Именно на них и реагировала растительность, продвигаясь отдельными группами на север при потеплениях и отступая на юг при похолоданиях. Особенно показательным в этом смысле является миграция границы леса.

По этой причине, фактически представляя в данной работе результаты исследования палеорастительности, мы вкладываем в свои построения палеоклиматический смысл, а именно говорим об относительных колебаниях летней температуры приземного воздуха.

В то же время понятно, что состав растительности отражает гораздо более обширный комплекс природных факторов, чем только летняя температура воздуха. Поэтому, оперируя в дальнейшем понятием летней палеотемпературы воздуха, мы имеем в виду и более широкое понятие — климатические условия прошлого в целом.

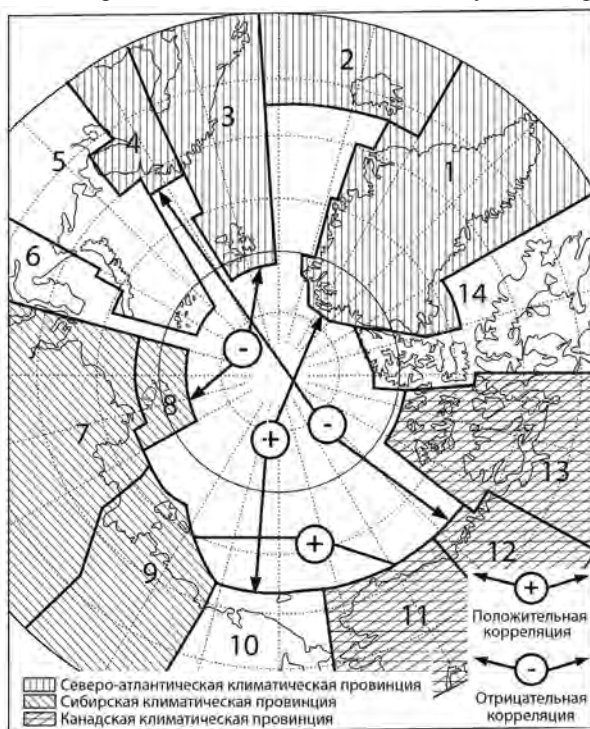


Рис. 3.1. Секторное деление Арктики для проекта CAPE.

1 — Гренландия, 2 — Исландия, 3 — Шпицберген и Западная Фенноскандия, 4 — Восточная Фенноскандия, 5 — север европейской части России, 6 — Западная Сибирь, 7 — Таймыр, 8 — Северная Земля, 9 — север Восточной Сибири, 10 — Чукотка, 11 — Аляска, 12 — запад канадской Арктики, 13 — центр канадской Арктики, 14 — восток канадской Арктики.

Восстановление палеотемпературы голоцена произведено на основе подходов, выработанных в ходе реализации международного проекта CAPE (Circum Arctic Paleoenvironments). Методически проект представляет собой сбор и электронную обработку всех имеющихся спорово-пыльцевых и геологических данных по каждому из выделенных в Арктике 14 секторов на основе физико-географического районирования с учетом имеющихся палеогеографических данных (рис. 3.1). Южная граница палеоарктики проведена по параллели 60° с.ш. с учетом смещения географических зон в голоцене. Большая часть всех палеогеографических данных получена в результате восстановления палеорастительности на основе спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования разрезов четвертичных отложений Арктики. Известно (Калугина и др., 1979; Andreev et al., 1997), что спорово-пыльцевого анализа для определения возраста событий в Арктике недостаточно, когда он не сопровождается данными абсолютного датирования отложений. Поэтому для палеоботанического анализа выбраны только такие разрезы отложений, спорово-пыльцевая характеристика которых поддержана по меньшей мере двумя датами радиоуглеродного датирования. На территории российской палеоарктики отобрано 86 таких разрезов (рис. 3.2).

По абсолютным датировкам спорово-пыльцевые диаграммы разбивались на отрезки времени по 1000 лет, для того чтобы охарактеризовать палеорастительность в той или иной точке географического пространства в моменты времени 1, 2, 3, ..., 10 тысяч лет назад. Специалисты палинологи и палеоботаники выработали специальную единообразную шкалу, по которой можно было охарактеризовать тип растительности в каждый из моментов установленного времени. Эта шкала (CAPE) основана на том, что каждый выделенный момент времени в прошлом может быть охарактеризован одним биомом — сочетанием основных видов растений, характеризующим палеорастительность в целом, а значит, и состояние палеоклимата в соответствующих временных рамках.

Например, в тундровой зоне как в настоящее время, так и в прошлом по данным спорово-пыльцевого анализа можно выделить следующие биомы: разреженный

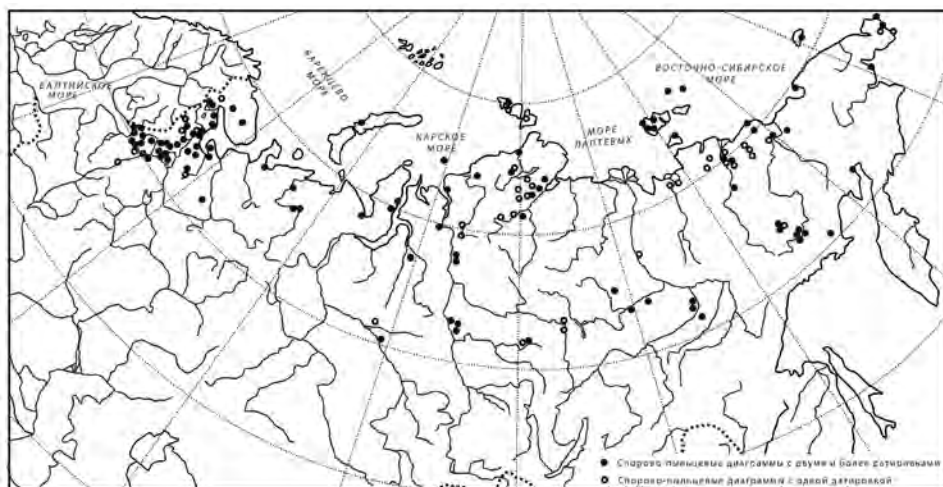


Рис. 3.2. Карта российской Арктики с разрезами голоценовых отложений (отмечены точками), использованными для реконструкции палеоклимата в проекте CAPE.

Тип растительности		Биом		Относительные изменения летних температур	
Тундра	1	Разреженная растительность			ХОЛОДНЕЕ ↑ ↓ ТЕПЛЕЕ
		1 b	Древесные виды отсутствуют	A	
		1 a	Древесные виды присутствуют	B	
	2	Злаковая тундра			
		2 c	<i>Poaceae</i> доминирует	C	
		2 b	<i>Poaceae</i> + <i>Cyperaceae</i>	D	
		2 a	<i>Poaceae</i> + <i>Artemisia</i> + другие травы		
		4	Вересковая		
	5	Кустарново-злаковая		F	
	6	Листопадно-кустарниковая		G	
		6 a	<i>Betula</i> доминирует		
		6 b	<i>Alnus</i> + <i>Betula</i> доминирует		
		7	<i>Pinus pumila</i>		
Лесотундра	10	0 a	Тундра + вечнозеленые	H	
		0 b	Тундра + <i>Larix</i>		
		0 c	Тундра + <i>Betula</i>		
		0 d	<i>Populus</i>		
Лес	13	<i>Betula</i> доминирует		I & J	
	14	<i>Larix</i> доминирует			
	15	<i>Picea</i> доминирует ± бореальные древесные			
	16	<i>Picea</i> доминирует ± бореальные древесные			
	18	Бореальные хвойные древесные + древесные умеренных широт		K	

Рис. 3.3. Шкала биомов, выработанная в ходе работ по проекту CAPE.

растительный покров с отсутствием древесной пылицы в отложениях или малым ее содержанием, разреженный растительный покров с присутствием древесных пород. Эти два подразделения отвечают наиболее суровым условиям тундр Сибири. Более теплые тундры Северной Америки и частично Сибири могут характеризоваться следующими биомами: злаковая тундра с доминированием в составе спорово-пыльцевых спектров пылицы растений семейства *Poaceae* (c), с доминированием семейств *Poaceae* и *Cyperaceae* (b), с преобладанием пылицы растений семейств *Poaceae*, *Artemisia* и других трав) (a).

В таком генерализованном виде шкала биомов (рис. 3.3) может быть использована всеми исследователями, которым приходится отказываться от своих субъективных представлений о развитии растительности по отдельным точкам или возможно-

сти построить целые картины палеорастительности на выбранные моменты времени в прошлом на пространствах значительных по площади регионах. Преимущества и недостатки этого пути станут ясны при обсуждении результатов.

Далее от выделенных биомов необходимо перейти к палеоклиматическому сигналу. Это достигается путем сравнения современного состава растительности (биома) в каждой из выбранных точек с биомом для каждого из установленных моментов времени на спорово-пыльцевой диаграмме. Допустим, какая-либо точка, для которой имеется разрез четвертичных отложений со спорово-пыльцевой характеристикой и радиоуглеродными датами, в настоящее время располагается в зоне злаковой тундры с доминированием в растительности семейства *Poaceae* (биом 2с по шкале биомов (см. рис. 3.3)). По спорово-пыльцевым данным получено, что 1000 лет назад в данной точке преобладали злаковые тундры с доминированием пыльцы растений семейств *Poaceae* и *Cyperaceae*. Это означает, что 1000 лет назад климат был на один балл теплее по сравнению с современностью. Если же 5000 лет назад в этой же самой точке существовала разреженная растительность с отсутствием пыльцы древесных растений, то это означает, что климат в то время был на 3 балла холоднее современного.

Таким образом, мы можем установить сравнительные характеристики климата (теплее — холоднее по сравнению с современностью) для всех выбранных моментов времени за последние 10000 лет, а значит, и тенденции изменения климата за весь

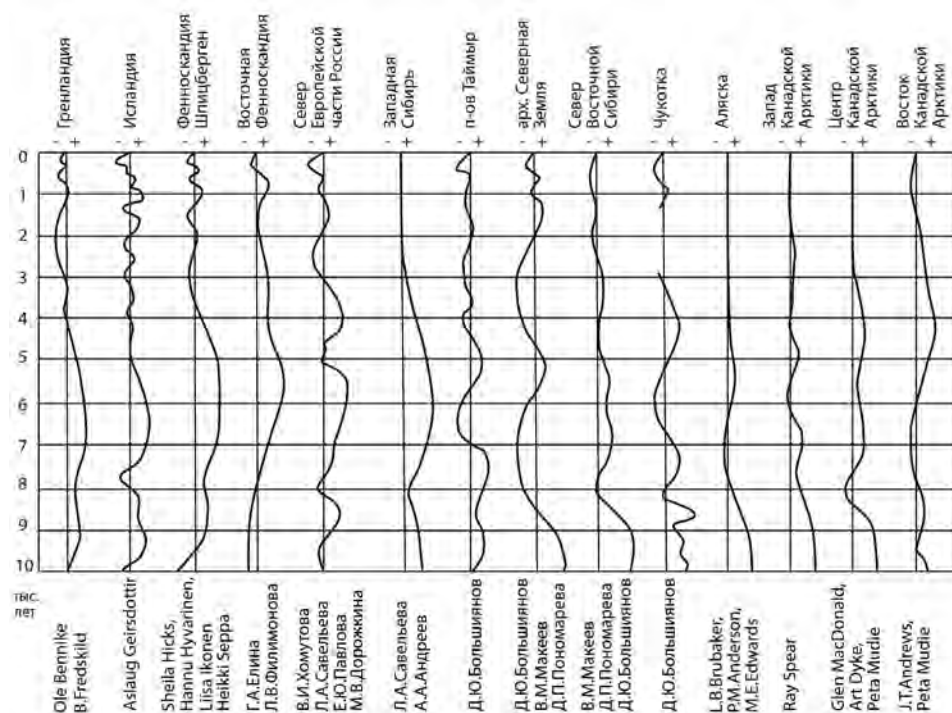


Рис. 3.4. Палеоклиматические кривые («0» — современные условия, «+» — теплее, «-» — холоднее), построенные для каждого из выделенных секторов по данным российских и иностранных авторов в ходе работы над проектом CAPE.

установленный период времени. Такая работа проводилась в виде занесения всех полученных данных в компьютер для построения циркумполярных карт палеорастительности и палеоклимата на каждый тысячулетний временной срез от 0 до 10 000 лет назад. Однако проект CAPE остался незавершенным. Поэтому в настоящей работе приводятся результаты палеоклиматических исследований в виде палеотемпературных кривых для каждого из 14 секторов Арктики, построенных авторами проекта на основе анализа материалов, предоставленных исследователями каждого конкретного сектора (CAPE project members..., 2001) (рис. 3.4).

Приходится признать, что сведение всех спорово-пыльцевых данных, имеющих для каждого сектора Арктики в виде палеотемпературных кривых, — процесс сложный по многим факторам и в значительной мере субъективный. Локальность каждого из разрезов выражается в своем индивидуальном накоплении спор и пыльцы в отложениях, в различной степени детализации изученных разрезов и изученности одних и тех же разрезов разными исследователями и т.п. Однако и на данном этапе исследований этот путь представляется прогрессивным.

Такая работа была проведена ранее (Макеев, Большианов, 1991), но с использованием несоизмеримо меньшего объема информации. В настоящей разработке использовались все известные данные российских исследователей (Алексеев и др., 1965; Андреев, Климанов, 1989, 1991; Андреев и др., 1989, 1990, 1995, 1989; Архипов и др., 1985; Бардеева и др., 1980; Белорусова, Украинцева, 1980; Беспалый и др., 1978; Боярская, Каплина, 1979; Васильчук и др., 1983; Вейнсбергс и др., 1976; Гитерман, 1985; Глебов и др., 1974; Девятова, 1976; Елина и др., 1995; Елина, Лак, 1980, 1989; Елина, Лебедева, 1992; Елина, Юрковская, 1988; Зеликсон, 1971; Знаменская и др., 1970; Каплина, Гитерман, 1983; Каплина и др., 1980; Кинд, 1969, 1974; Клейменова, 1975; Клейменова и др., 1988, 1991; Климанов, Левина, 1989; Кошечкин и др., 1977; Кошкарлова и др., 1975; Кутафьева, 1973, 1975; Лаврушин и др., 1963; Лак, 1976; Лак, Экман, 1975; Левина, Никитина, 1973; Левковская и др., 1970; Лисс и др., 1976; Ложкин и др., 1982, 1995а, 1995б; Ложкин, Важенина, 1987; Ложкин, Казакова, Титов, 1982; Ложкин, Прохорова, 1980; Ложкин и др., 1975; Макеев и др., 1989; Малясова, 1988; Нейштадт и др., 1965; Немкова, 1976; Никифорова, 1980; Никольская, 1980; Никольская и др., 1980; Пьявченко и др., 1976; Серебряный, 1969; Серебряный, Пуннинг, 1969; Стефанович и др., 1976; Сурова и др., 1981, 1988; Тарасов и др., 1995; Томская, 1975; Филимонова, Еловичева, 1988; Фирсов и др., 1974; Хотинский, 1977; Хотинский, Климанов, 1985; Шевелин и др., 1988; Davydova et. al, 1996).

Данные, представленные на рис. 3.5 и 3.6, позволяют сравнить результаты, полученные разными методами. На рис. 3.5 приведены кривые палеоклиматических характеристик (средняя температура воздуха за январь, июль, год и среднегодовое количество осадков) в абсолютных значениях отклонений от современных характеристик по данным изучения озерных отложений в центре Кольского полуострова. Эти кривые построены по методу В.П. Гричука (1978) и относятся только к одному разрезу, расположенному в центре восточной части Кольского полуострова (запад Верхнепонойской депрессии (Девятова и др., 1998)). Рисунок 3.6 позволяет провести сравнение палеотемпературных кривых, полученных разными методами: кривых для двух ближайших секторов Арктики по модели CAPE и кривых для Верхнепонойской депрессии, построенных по методике В.П. Гричука (1985) и методике проекта CAPE.

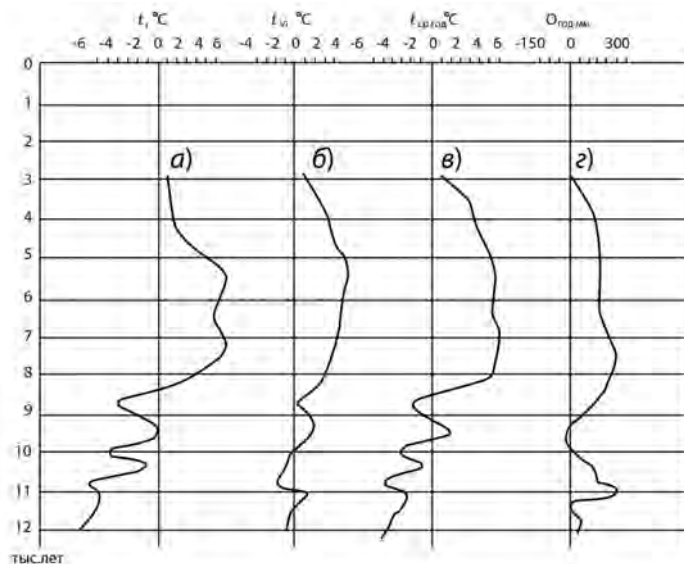


Рис. 3.5. Изменения средних значений температуры воздуха (*a* — *в*) и среднегодового количества осадков (*z*) за последние 12 тыс. лет в отклонениях от современных значений.
a — январь; *б* — июль; *в* — среднее годовое.

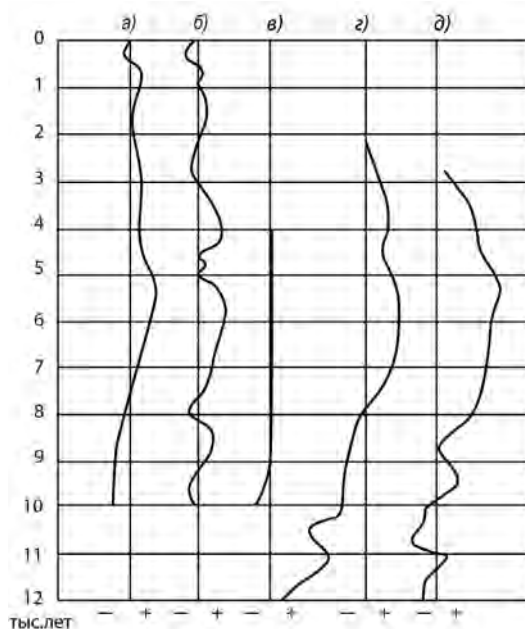


Рис. 3.6. Палеотемпературные кривые для восточной Фенноскандии (*a*) и севера европейской части России (*б*), построенные по данным проекта CAPE, а также для центра восточной части Кольского полуострова (*в* — *д*), построенные по методике проекта CAPE (*в*), по субъективному методу выделения климатического сигнала по соотношению спорово-пыльцевых комплексов (теплее — холоднее современных условий) (*z*) и по методике В.П. Гричука (*д*).

Оценивая точность рассматриваемых методов, следует отметить, что кривые палеотемпературы, построенные по методике В.П. Гричука (1978, 1985), в силу наиболее подробного анализа спорово-пыльцевых данных — вплоть до исследования отдельных видов растений (наиболее трудоемкая методика), вероятно, наиболее полно отражают климатические сигналы, извлекаемые из спорово-пыльцевых комплексов. Однако обработанных таким образом данных к настоящему времени для четвертичных отложений Арктики нет. Поэтому в настоящей разработке эта методика привлечена лишь для оценки точности других методов систематизации спорово-пыльцевых данных для палеоклиматических построений. Кроме того, палеотемпературная кривая, построенная для Верхнепонойской депрессии по методу В.П. Гричука, основана только на данных из одного разреза отложений (Девятова и др., 1998). Это означает, что она заведомо должна отличаться от кривых, построенных на основе обобщения данных по десяткам разрезов, так как ни одна из конкретных точек на поверхности Земли не может нести глобальной палеоклиматической информации или даже информации об изменениях климата в пределах одной из провинций, выделенных по методике проекта CAPE. Слишком много факторов влияет на перенос и осаждение пыльцы в каждой конкретной точке Арктики.

Еще одно препятствие для безоговорочного принятия кривой для Верхнепонойской депрессии в качестве эталона — недостаточная возрастная привязка озерных отложений, для которых получены только две радиоуглеродные даты. Кроме того, методика В.П. Гричука исходит из принципа, в соответствии с которым видовое разнообразие растительности всецело определяется климатическими причинами. Отсюда и поиски аналогов (ареалов) палеорастительности в современном растительном покрове. Однако не все виды современной растительности отвечают современному климату. Некоторые из них не соответствуют климатическим условиям на пределе своего распространения в Арктике. Их современное географическое положение зависит также и от путей миграции растений в изменчивом по условиям среды голоцене. Эта особенность метода В.П. Гричука не свойственна обычным палеоклиматическим построениям по данным спорово-пыльцевого анализа, поскольку обычно палеоклиматологи оперируют только главными соотношениями спорово-пыльцевых спектров, такими как отношение содержания пыльцы древесных растений к содержанию пыльцы травянистых растений, спор. А отдельные виды растений привлекаются как показатели нюансов состояния палеосреды.

Тем не менее сравнение хода изменчивости температуры воздуха в голоцене по результатам палеоклиматических построений разными методами показывает, что локальный разрез в центре восточной части Кольского полуострова отвечает региональным построениям для восточной Фенноскандии, где он, собственно, и находится, и севера европейской части России (см. рис. 3.6, кривые *a*, *b*, *г*, *д*). Из рис. 3.6 видно, что на всех четырех графиках отмечается главное событие голоцена — климатический оптимум в период 5—6 тыс. лет назад и резкое похолодание, последовавшее за ним. Лишь одна кривая, построенная по строгой методике проекта CAPE (см. рис. 3.6, кривая *e*), явно выбивается из ряда, демонстрируя полную неизменность природных условий в течение половины голоцена. Скорее всего, данная методика в этом конкретном случае не позволяет различить климатический сигнал по разработанной шкале биомов. Лишь только очень крупное событие — резкое потепление в начале голоцена — различимо в данном районе по шкале CAPE.

Из анализа всех построенных кривых палеотемпературы с определенностью можно утверждать, что климатические условия в разных секторах Арктики в последние десять тысяч лет существенно различались. Данное, более детальное исследование подтвердило сделанный ранее вывод о том, что в Арктике можно выделить три палеоклиматические провинции, в которых происходили более или менее синхронные колебания температуры воздуха, амплитуда колебаний температуры была сходной, начало и конец климатических фаз-циклов были близки друг другу. Такими провинциями являются Северо-Атлантическая арктическая, Сибирская арктическая и Канадская арктическая (см. рис. 3.1).

Для первой из провинций характерно постепенное потепление, следующее за позднеплейстоценовым похолоданием и широким развитием ледников покровного типа. Максимум потепления пришелся на атлантическое время голоцена (8—5 тыс. лет назад). В дальнейшем происходило похолодание климата вплоть до наших дней, но с резкими осцилляциями температуры на более коротких фазах.

Для Сибирской арктической провинции характерно развитие максимального потепления в начале голоцена (10—7,2 тыс. лет назад) и постепенное уменьшение амплитуды колебаний температуры воздуха при движении с запада на восток и от нижнего голоцена к верхнему голоцену. Для обеих провинций характерны резкие похолодания (часто двухфазные) последнего тысячелетия, известные под названием «малого ледникового периода». Сектор Западной Сибири стоит несколько особняком, проявляя черты как Северо-Атлантической арктической, так и Сибирской арктической провинций. Возможно, это обусловлено сравнительно слабой степенью изученности этого сектора в палеоклиматическом смысле.

Для Канадской арктической провинции также характерно заметное потепление в начале голоцена и сокращение амплитуды температуры в верхнем голоцене. Термический оптимум середины голоцена имел место 6—4 тыс. лет назад, но по максимальной температуре воздуха был, по-видимому, сравним с оптимумом в начале голоцена (10—8 тыс. лет назад). Для этой арктической провинции нет данных о заметном похолодании в период малой ледниковой эпохи последнего тысячелетия. По результатам настоящих исследований Гренландия отнесена не к Канадской арктической провинции, как прежде (Макеев, Большианов, 1991), а к Северо-Атлантической арктической провинции. Это объясняется, скорее всего, тем, что в работе Макеева, Большианова (1991) использовались данные по ледниковым кернам Гренландии, отражающим зимнюю температуру воздуха, а в настоящем исследовании использовался спорово-пыльцевой метод восстановления палеотемпературы, дающий результат по средней летней температуре воздуха.

В ходе температурных колебаний голоцена происходили значительные сдвиги границ между провинциями. Граница между Североатлантической и Сибирской провинциями проходит, судя по всему, по полуострову Таймыр и архипелагу Северная Земля. Некоторая неопределенность места Западной Сибири в системе секторов, вероятнее всего, объясняется сравнительно слабой изученностью этого региона. Таймыро-Североземельская область занимает центральное положение в северной Евразии, и многие ее природные особенности объясняются срединным положением между Атлантикой и Тихим океаном. Кроме того, по гипотезе Г.Д. Хизанашвили (1960) именно по сотому меридиану восточной долготы в течение последних 4000 лет перемещалась ось вращения Земли, в связи с чем происходили изменения уровня геоида (океана) и климатические колебания.

Между Евразией и Северной Америкой проходит резкая граница, разделяющая провинции с разной направленностью колебаний температуры воздуха. Потепления и похолодания на Чукотке и Аляске происходят в противофазе. Когда на Чукотке холодно (10,0—8,0; 6,5—6,0 тыс. лет назад), на Аляске тепло, а когда на Аляске холодно (8,0—6,6; 4,7—3,0 тыс. лет назад), на Чукотке тепло.

На рис. 3.7 представлен результат алгебраического суммирования отклонений палеотемпературы голоцена от современных значений для всей Арктики и выделенных палеоклиматических провинций с шагом 500 лет. Полученная картина характеризует колебания летней температуры воздуха в Арктике за последние 10 тыс. лет. Данные графики можно применить для того, чтобы выявить цикличность климатических колебаний и попытаться выяснить причины, вызывающие их как в настоящее время, так и в прошлом (Максимов, 1991).

В последующем эти субъективные данные стали предметом статистического анализа для выявления временной структуры наблюдаемых колебаний. Для введения этих данных в компьютер использовалась балльная система. Относительные величины со знаком «плюс» или «минус» были введены в табличной форме и соответствуют периодам потепления или похолодания по сравнению с современными летними температурами воздуха. Значение в баллах также субъективно и зависит от мнения палинолога о том, насколько растительность (растительная зона) была продвинута к северу или югу по сравнению с современным ее положением в Арктике. Полученные относительные величины были подвергнуты частотному анализу по всем 14 выделенным секторам Арктики с шагом в 100 лет.

Анализ рядов, как и в предшествовавших исследованиях (Макеев, Большихов, 1991), показал, что время наступления похолоданий или потеплений в разных секторах Арктики существенным образом различается. Наиболее ярко выраженное

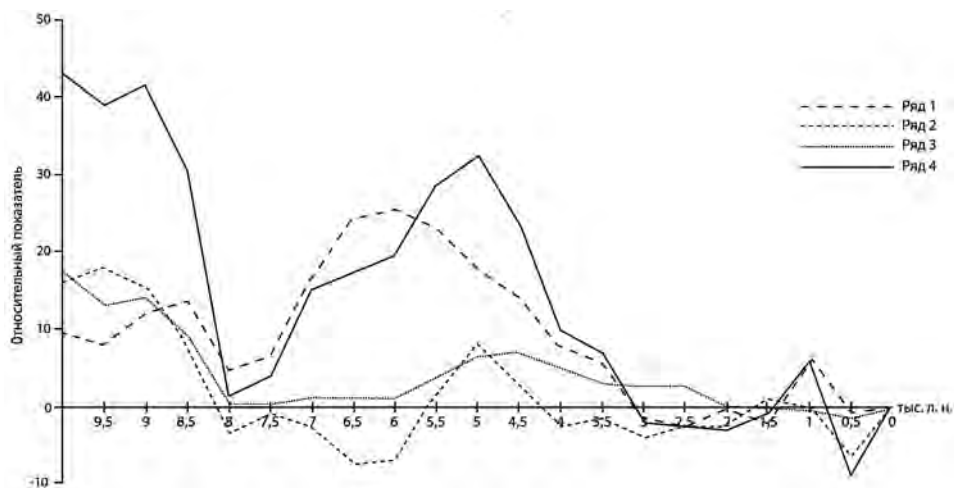


Рис. 3.7. Суммарные отклонения средней июльской температуры воздуха в Арктике в голоцене относительно современных значений.

Ряд 1: Гренландия, Исландия, западная Фенноскандия, Шпицберген, восточная Фенноскандия, север европейской части России, Западная Сибирь. Ряд 2: Северная Земля, Таймыр, Север Восточной Сибири, Чукотка. Ряд 3: Аляска, Запад Канадской Арктики, Центр Канадской Арктики, Восток Канадской Арктики. Ряд 4: Арктика в целом.

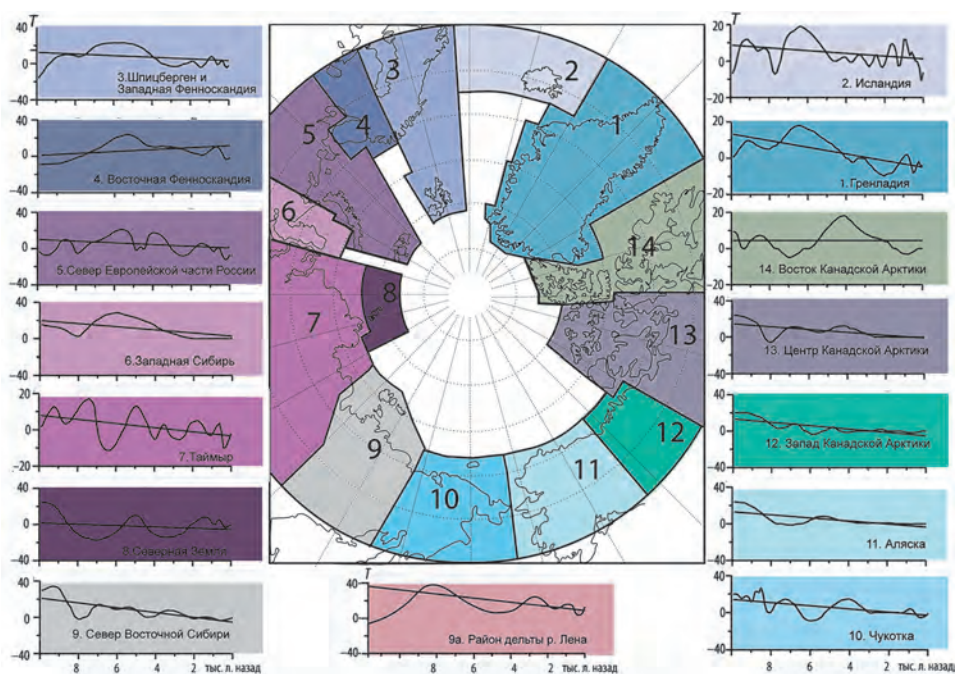


Рис. 3.8. Колебания летней температуры в различных секторах Арктики, выделенных по физико-географическим параметрам для палеоклиматического проекта CAPE.

T — относительная характеристика температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$).

Секторное деление Арктики в целях палеоклиматических построений: 1 — Гренландия, 2 — Исландия, 3 — Шпицберген и западная Фенноскандия, 4 — восточная Фенноскандия, 5 — север европейской части России, 6 — Западная Сибирь, 7 — Таймыр, 8 — Северная Земля, 9 — север Восточной Сибири, 10 — Чукотка, 11 — Аляска, 12 — запад канадской Арктики, 13 — центр канадской Арктики, 14 — восток канадской Арктики.

время климатического оптимума голоцена наступило в Арктике в период от 10 000 до 4 000 лет назад не на всей территории одновременно, что хорошо видно на построенных графиках колебаний летней температуры воздуха (рис. 3.8).

Для оценки тенденций изменения температурного режима на протяжении всего рассматриваемого периода для всех выделенных секторов методом наименьших квадратов были рассчитаны линейные тренды. Коэффициенты линейных трендов представлены в табл. 3.1.

Из результатов расчета следует, что почти во всех рассматриваемых секторах Арктики линейные тренды отрицательные, т.е. наблюдается тенденция к понижению летней температуры воздуха за последние 10 000 лет. Для сектора восточной Фенноскандии коэффициент линейного тренда положителен, а для востока канадской Арктики линейный тренд отсутствует. Характер изменений за рассматриваемый период свидетельствует о влиянии двух групп факторов — внешних по отношению к выделенной климатической системе, которые обеспечивают общее понижение температуры воздуха в Арктике, и внутренних, таких, например, как изменение атмосферной циркуляции, следствием чего является неодинаковое время наступления оптимума голоцена в различных секторах.

Коэффициенты линейного тренда, у.е./100 лет

Название сектора	Коэффициент	Название сектора	Коэффициент
Гренландия	–0,18	Архипелаг Северная Земля	–0,07
Исландия	–0,08	Север Восточной Сибири	–0,26
Шпицберген и западная Фенноскандия	–0,09	Чукотка	–0,05
Восточная Фенноскандия	0,10	Аляска	–0,17
Север европейской части России	–0,17	Запад канадской Арктики	–0,18
Западная Сибирь	–0,17	Центр канадской Арктики	–0,16
п-ов Таймыр	–0,11	Восток канадской Арктики	0,00

Анализ пространственной взаимосвязи климатических изменений, происходивших в выделенных 14 секторах Арктики (табл. 3.2), позволил выделить в Арктике следующие палеоклиматические провинции, где изменения летней температуры воздуха происходили взаимосвязано (см. рис. 3.1):

первая, Северо-Атлантическая арктическая провинция, к которой относятся следующие секторы: Гренландия (1), Исландия (2), Шпицберген (3), западная Фенноскандия (3), восточная Фенноскандия (4);

вторая, Сибирская арктическая провинция, в которой объединяются следующие секторы: п-ов Таймыр (7), архипелаг Северная Земля (8) и север Восточной Сибири (9);

третья, Канадская арктическая провинция, к которой относятся Аляска (11), западная и центральная части канадской Арктики (12, 13).

Из табл. 3.2 видно, что между секторами внутри каждой из выделенных провинций наблюдаются значимые коэффициенты корреляции (значимыми считаются коэффициенты, превышающие значение 0,20 при 95 %-ном уровне значимости).

По результатам взаимного корреляционного анализа между первой и второй выделенными провинциями наблюдается обратная взаимосвязь летней палеотемпературы воздуха (см. рис. 3.1). Между второй и третьей провинциями наблюдается положительная корреляция и значимые коэффициенты корреляции между секторами этих провинций. Между первой и третьей провинциями корреляционные связи слабы.

Интересно рассмотреть пространственную взаимосвязь между секторами, не вошедшими ни в одну из выделенных областей. Сектор севера европейской части России (5) хорошо сопоставляется с третьей выделенной провинцией, коэффициент корреляции положителен и значим. Взаимосвязь с соседним, западно-сибирским сектором (6), а также с чукотским сектором (10) положительна, но коэффициенты корреляции незначимы. Значимый положительный коэффициент корреляции наблюдается только с сектором востока канадской Арктики (14). Западно-Сибирский сектор (6) связан с чукотским сектором (10): коэффициент корреляции значим, положителен и составляет 0,63.

Расположенные один напротив другого секторы восточной Фенноскандии (4) и запада канадской Арктики (12) имеют высокий отрицательный коэффициент корреляции, что означает противоположно направленные колебания летней температуры воздуха в период голоцена.

Хорошая взаимосвязь летней палеотемпературы воздуха существует у западно-сибирского сектора Арктики (6) с каждым из районов, входящих в первую выделенную провинцию. Все коэффициенты корреляции значимы и превышают значение 0,5. Также присутствует взаимосвязь первой выделенной провинции с чукотским сектором Арктики (10), коэффициенты корреляции значимы и превышают значение 0,5. Симметрия расположения областей позволяет предположить, что чукотский сектор Арктики может выступать на уровне провинции и тесно связан в климатических колебаниях с Североатлантической арктической провинцией.

Сибирская провинция, в свою очередь, также взаимосвязана с чукотским сектором Арктики (10), но в отличие от первой области здесь процессы имеют противоположную направленность (коэффициенты корреляции отрицательны), все коэффициенты корреляции значимы. Отрицательная корреляция летней палеотемпературы воздуха всех секторов, входящих в Сибирскую провинцию, наблюдается и с сектором восточной Фенноскандии (4), вошедшим в Северо-Атлантическую провинцию: все коэффициенты корреляции являются значимыми. Появление подобных дальних взаимосвязей является, возможно, следствием проявления трансарктического колебания. Значимая положительная взаимосвязь летней палеотемпературы воздуха второй области наблюдается лишь с сектором севера европейской части России (5).

Третья (Канадская арктическая) провинция также имеет значимую положительную взаимосвязь рассматриваемых величин с сектором севера европейской части России (5).

Таблица 3.2

Корреляция значений палеотемпературы воздуха в различных частях Арктики

Гренландия	Исландия	Шпицберген и западная Фенноскандия	Восточная Фенноскандия	Север европейской части России	Западная Сибирь	Таймыр	Северная Земля	Север Восточной Сибири	Чукотка	Аляска	Запад канадской Арктики	Центр канадской Арктики	Восток канадской Арктики
1,00	0,68	0,79	0,29	0,10	0,87	0,09	-0,12	0,45	0,52	0,23	0,25	0,43	-0,22
	1,00	0,61	0,27	-0,17	0,58	-0,22	-0,05	0,36	0,53	0,09	0,11	0,26	-0,41
		1,00	0,65	-0,17	0,78	0,01	-0,30	-0,04	0,65	-0,16	-0,22	0,05	-0,06
			1,00	-0,54	0,54	-0,27	-0,36	-0,38	0,58	-0,46	-0,72	-0,21	0,20
				1,00	0,03	0,49	0,26	0,52	-0,10	0,55	0,70	0,63	0,33
					1,00	-0,02	-0,06	0,41	0,63	0,22	0,07	0,54	0,08
						1,00	0,32	0,21	-0,20	0,36	0,40	0,11	0,08
							1,00	0,52	-0,29	0,78	0,55	0,46	0,05
								1,00	0,03	0,86	0,84	0,86	-0,04
									1,00	-0,11	-0,29	0,13	0,17
										1,00	0,84	0,75	0,18
											1,00	0,68	-0,05
												1,00	0,23
													1,00

Примечания: 1. $|R_0| = 0,20$ при 95 %-ном уровне значимости. 2. Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции между секторами, объединенными в провинции.

Наличие между выделенными провинциями секторов, имеющих слабую связь между соседними более крупными выделенными провинциями, позволяет определить эти секторы как переходные. Между собой они тоже связаны. Так, сектор востока канадской Арктики имеет значимую отрицательную связь с расположенным напротив сектором севера европейской части России (5). Чукотка, как уже упоминалось выше, имеет достаточно тесную связь с противоположной ей географически Северо-Атлантической провинцией.

Симметричность связей (см. рис. 3.1) заставляет провести аналогии с современным климатическим делением Арктики. Существующее современное климатическое районирование Арктики (Прик, Долгин, 1985) достаточно близко совпадает с полученными палеоклиматическими построениями.

Из таблицы коэффициентов корреляции между значениями летней палеотемпературы для различных секторов Арктики видно, что большинство коэффициентов корреляции мало. Тем не менее это не обязательно означает, что такая взаимосвязь отсутствует. Можно предположить, что определенная взаимная связь проявляется на разных частотах, и при рассмотрении простой корреляции без выделения разночастотных колебаний они могут перекрывать друг друга, приводя в итоге к низким показателям связи между интересующими величинами.

В настоящей работе использовался взаимный спектральный анализ для определения частотной структуры взаимосвязи летних палеотемператур воздуха в различных секторах Арктики. Для всех выделенных секторов Арктики наибольшая доля дисперсии приходится на низкие частоты (период более 720 лет), тогда как на средние и высокие частоты приходится незначительная часть дисперсии.

Наряду с климатическими флюктуациями, связанными с изменениями внешних по отношению к климатической системе параметров, также важно решение вопроса о ее внутренней устойчивости при неизменных внешних условиях.

Для всех выделенных 14 секторов Арктики рассчитаны функции плотности вероятности.

Ядерная оценка функции плотности вероятности, согласно Катковнику (1985), может быть представлена следующим образом:

$$f(x, \delta) = \frac{1}{n\delta(n)} \sum_{s=1}^n h\left(\frac{x - X_s}{\delta(n)}\right),$$

где X_s — случайные величины, распределенные с оцениваемой плотностью вероятности $f(x)$; h — весовая функция, или ядро оценки; $\delta(n)$ — параметр локальности.

В настоящей работе для вычисления параметра локальности использовался метод перекрестного выбора (Катковник, 1985). Подобный метод дает хорошие результаты при малой длине выборки, что существенно для анализа климатических данных. В качестве весовой функции h было выбрано ядро Гаусса первого порядка, позволяющее получить оценку плотности вероятности с дисперсией, в 2—3 раза меньшей, чем, например, при использовании методе гистограмм:

$$h(u) = (2\pi)^{1/2} \cdot e^{-u^2/2},$$

где $u = (x - \bar{x}) / \sigma_x$, \bar{x} — выборочное среднее, σ_x — среднее квадратическое отклонение.

По результатам исследования бимодальность распределения была обнаружена в следующих секторах: Гренландия (1), восток канадской Арктики (14), Шпицбер-

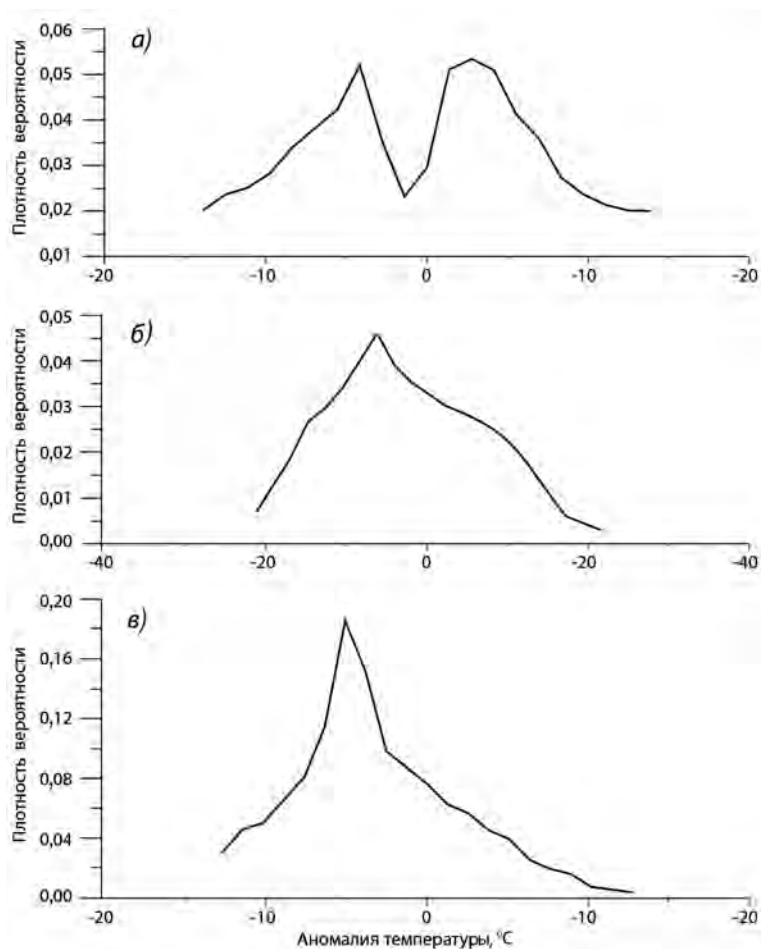


Рис. 3.9. Функции плотности вероятности летней палеотемпературы.

а) сектор Гренландии Североатлантической арктической провинции, б) сектор архипелага Северная Земля Сибирской арктической провинции, в) сектор Аляски Канадской арктической провинции.

ген и западная Фенноскандии (3), восточная Фенноскандия (4), север европейской части России (5) и Таймыр (7). Во всех остальных выделенных секторах Арктики в распределении летней палеотемпературы воздуха бимодальности не обнаружено. Бимодальное распределение в данном случае может быть интерпретировано как наличие в рассматриваемом районе двух климатических режимов, что приводит к необходимости при описании климата этой области наряду с оценками среднего и дисперсии использовать и оценку распределения.

Особенности типов распределений временных рядов исследуемых палеоданных проявились в соответствии с выделенными по пространственной корреляции тремя областями. Большинство секторов, входящих в Северо-Атлантическую арктическую провинцию, характеризуются бимодальным распределением (рис. 3.9 а).

Для всех секторов, вошедших в Сибирскую арктическую провинцию, характерно распределение, близкое к нормальному, но имеющее положительную асимметрию (рис. 3.9 б).

Распределения временных рядов летней палеотемпературы воздуха секторов третьей выделенной провинции (Канадской арктической) отличаются от нормального большим значением эксцесса и присутствием асимметрии (рис. 3.9 в).

Во второй и третьей провинциях преобладают отрицательные аномалии. Появление большого эксцесса может означать, что наблюдается очень устойчивый климат с малой вероятностью появления больших аномалий, что связано с действием внешних факторов, стабилизирующих климатическую систему данной провинции и ослаблением влияния факторов, способствующих случайным флюктуациям, во многом обусловленными изменениями атмосферной циркуляции. Характер полученных типов функции плотности вероятности во многих чертах совпадает с современными условиями (Алексеев, Священников, 1991; Теребенко, 1999).

Таким образом, в результате проведенных исследований можно обозначить несколько важных, по мнению авторов, выводов.

1. За весь исследуемый период (10 000 лет) практически во всех рассмотренных секторах Арктики преобладает тенденция к похолоданию климата.

2. Изменчивость летней палеотемпературы воздуха за весь рассматриваемый период обусловлена естественными факторами. Судя по всему, амплитуда этих изменений в период последних 10 000 лет превышает увеличение летней температуры воздуха за последнее столетие, которому приписывают значительные антропогенно обусловленные колебания температуры воздуха.

Подобное обстоятельство позволяет высказать предположение о естественном характере наблюдаемого современного потепления.

3. Несмотря на значительные изменения летней температуры воздуха в течение голоцена и неодновременность наступления теплых или холодных фаз (а точнее, более благоприятных и менее благоприятных условий для жизни растений), пространственная структура климатической системы Арктики, сформировавшаяся после катастрофических событий при переходе от неоплейстоцена к голоцену, в течение последних 10 000 лет устойчива.

3.2. КОНТИНЕНТАЛЬНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ (ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЮЖНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ, НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

3.2.1. Регион моря Лаптевых в целом

Результаты, изложенные выше (см. п. 3.1), позволили выявить климатические колебания (относительные значения летней температуры воздуха) в 14 секторах циркумполярной Арктики за последние 10 000 лет и выделить палеоклиматические провинции, в которых сверхдолгосрочные изменения климата происходили однонаправленно и более или менее синхронно.

В задачи дальнейших исследований входило улучшение методики, использование новых данных для палеоклиматических построений, выявление климатических колебаний в течение голоцена в соседних секторах Арктики: таймырском, североземельском и севера Восточной Сибири.

Регион моря Лаптевых (рис. 3.10) включает в себя таймыро-североземельскую область (таймырский и североземельский секторы) с примыкающими с юго-запада северными частями плато Путорана и север Якутии с Новосибирскими островами и с запада ограничен меридианом 86° в.д., а с востока — 142° в.д., располагаясь между параллелями 69 и 81° с.ш. Это Сибирская климатическая область, которая

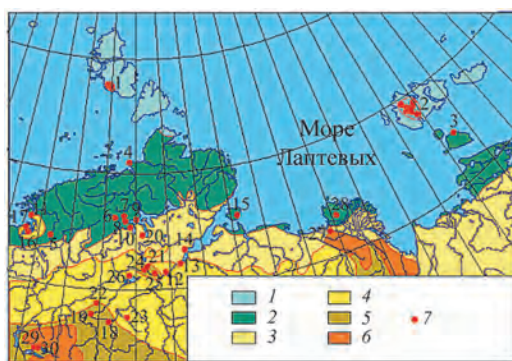


Рис. 3.10. Современные растительные зоны Сибирской климатической области с точками изученных разрезов голоценовых отложений.

1 — подзона высокоарктических тундр (полярные пустыни); 2 — подзона арктических тундр; 3 — подзона северных (осоково-моховых) типичных тундр; 4 — подзона южных (кустарниковых) тундр; 5 — подзона лесотундр; 6 — зона таежных лесов; 7 — расположение изученных разрезов.

территориально практически полностью совпадает с Сибирской арктической палеоклиматической провинцией (см. п. 3.1). Эта область зимой находится под преимущественным воздействием антициклонической циркуляции. Температура воздуха в январе составляет от -28 до -30 °C, однако она не оказывает существенного влияния на растительный покров. В то же время температура воздуха в областях летом, в период вегетации растений, отличается значительно, что и приводит к разделению исследуемой провинции на ботанико-географические и физико-географические зоны и подзоны. Количество осадков за год на большей части территории составляет от 200 до 400 мм и лишь в горах Бырранга, на плато Путорана и над ледниками Северной Земли увеличивается до 600—800 мм.

В современном растительном покрове исследуемого района (см. рис. 3.10) выделяют следующие подзоны: высокоарктические тундры (полярные пустыни), арктические, северные (осоково-моховые), южные (кустарниковые) тундры, лесотундры и зону северо-таежных лесов (Атлас Арктики, 1985).

В растительном покрове полярных пустынь (средняя температура июля $1-2$ °C) преобладают мхи и лишайники, роль цветковых растений крайне ограничена. На участках с сомкнутым покровом роль покровообразователей целиком принадлежит споровым растениям (лишайникам, мхам, водорослям) (Юрцев и др., 1978).

В подзоне арктических тундр (средняя температура июля $2-4$ °C) преобладают травяно-кустарничково-моховые сообщества с доминированием *Hylocomium splendens*, *Tomenthypnum nitens*, *Salix polaris*, *Luzula confusa*, *Alopecurus alpinus*, *Cochlearia arctica*, *Papaver polare*. Здесь наиболее полно представлен тип растительности моховых сообществ (Чернов, Матвеева, 1979).

Зональная растительность на плакорах в подзоне северных или типичных тундр (средняя температура июля $4-6$ °C) представлена группой кустарничково-травяно-моховых ассоциаций. Для сообществ этой группы характерно доминирование в моховом покрове *Hylocomium splendens*, *Aulacomnium turgidum* и др., а в верхних ярусах — *Carex ensifolia*, *Dryas punctata*, *Cassiope tetragona*, *Vaccinium vitis-idaea*. Самая характерная и наиболее распространенная ассоциация — дриадово-осоково-моховая, в которой кустарнички представлены *Dryas punctata*.

Важнейшим признаком, характеризующим подзону южных тундр (средняя температура июля 6—10 °C), является наличие на плакорах кустарниковых сообществ. Основные виды кустарников, которые формируют сообщества или содоминируют в кустарниковом ярусе, — это *Alnaster fruticosa*, *Betula nana*, *Salix lanata*, *S. reptans*, *S. pulchra*. Границы распространения этих видов проходят значительно севернее пределов подзоны. Здесь господствуют гипоарктические виды (*Betula nana*, *B. exilis*, *Salix phylicifolia*, *S. lapponum* и др., *Empetrum hermaphroditum*, *Ledum decumbens*, *Arctous alpina*, *Eriophorum vaginatum* и др.) при постоянном участии и высокой ценотической роли бореальных видов (*Carex globularis*, *Vaccinium myrtillus*, *V. Uliginosum*, *V. Vitis-idaea*, *Alnus fruticosa*) (Чернов, Матвеева, 1979).

Зона лесотундры (средняя температура июля 10—12 °C) представлена листовичными (*Larix gmelinii*), елово-лиственничными кустарничковыми (*Empetrum nigrum*, *Dryas punctata*, *Ledum palustre*, *Vaccinium vitis-idaea*), лишайниковыми (*Cladonia rangiferina*, *C. Sylvatica*, *Cetraria cucullata*, *C. nivalis*) и моховыми (*Pleurozium schreberi*, *Hylocomium splendens*, *Pflidium ciliare*) предтундровыми редколесьями в сочетании с тундрами и болотами.

Зона северотаежных лесов характеризуется средней температурой июля 12—16 °C. Растительный покров данной зоны представлен листовичными, елово-лиственничными и сосново-лиственничными (*Larix sibirica*, *Larix gmelinii*, *Picea obovata*, *Pinus sylvestris*), кустарничковыми (*Empetrum nigrum*, *Arctous alpina*, *Ledum palustre*, *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis-idaea*), моховыми и лишайниковыми лесами в сочетании с болотами (Атлас Арктики, 1985).

Методика

Для выявления изменений растительного покрова и климата в исследуемой области собраны все имеющиеся данные по результатам спорово-пыльцевого анализа голоценовых отложений полуострова Таймыр и других районов региона моря Лаптевых (Белорусова, Украинцева, 1980; Большианов, Культина и др., 1974; Макеев, 1995; Никольская, 1980, 1982; Украинцева, 1990; Andreev et al., 2000; Hahne, Melles, 2000; Makeev et al., 2002; Schwamborn et al., 2002), которые дополнены результатами собственных исследований авторов. При выявлении климатических сигналов по спорово-пыльцевым спектрам разработаны новые методические приемы, пояснение к которым необходимы для понимания сути полученных результатов.

Анализ спорово-пыльцевых данных проводился по 37 разрезам голоценовых отложений (табл. 3.3., рис. 3.10). Все временные соотношения выявляются на основе радиоуглеродной шкалы времени. В данном исследовании используются только непересчитанные на календарные радиоуглеродные даты. При попытке сопоставить все имеющиеся материалы, полученные как в предшествующих исследованиях, так и авторами разработки, обнаружилась чрезвычайно разная степень изученности разрезов и обеспеченность их спорово-пыльцевыми данными. С этим связаны значительные трудности в палеоклиматической интерпретации спорово-пыльцевых данных. Кроме того, большая часть разрезов отложений относится к разным временным интервалам голоцена. Эта особенность объясняется объективными причинами. В исследуемом регионе нет разрезов торфяников, формировавшихся на протяжении всего голоцена. Тем не менее выбраны опорные разрезы, в которых осадконакопление осуществлялось наиболее длительное время.

Таблица 3.3

**Местоположение разрезов голоценовых отложений, использованных для реконструкции палеоклимата голоцена региона моря Лаптевых
(номер разреза соответствует номеру на карте рис. 3.10)**

№ п/п	Местоположение разреза	Радиоуглеродная датировка	Господствовавший тип растительности	Источник
1	Озеро Изменчивое и окрестности на о. Октябрьской Революции, арх. Северная Земля (данные двух разрезов)	11460±410 лет 9620±110 лет	Кустарниковая тундра То же	Большинцов, Макеев, 1995
2	о. Котельный (Новосибирские острова) (данные семи разрезов о. Котельного)	3280±130 лет 11300±130 лет 9600±130 лет 9020±90 лет 7500±70 лет 5120±90 лет 4960±70 лет 2160±90 лет 750±90 лет 320±60 лет	Мохово-разнотравная тундра Кустарничковая тундра Кустарниковая южная тундра То же Травянистая арктическая тундра Кустарничковая тундра То же Травянистая арктическая тундра Кустарничковая тундра Травянистая арктическая тундра	Makeev et al., 2002
3	о. Большой Ляховский	10540±170 лет 10080±21	Травяно-кустарниковая тундра Кустарниковая тундра	Украинцева, 1980
4	Мыс Оскара, п-ов Таймыр	11990±160 лет 10130±60 лет 9810±80 лет 8510±110 лет 7840±110 лет 6890±110 лет 6540±280 лет	Кустарниковая тундра То же Кустарничковая тундра То же Кустарниковая тундра То же Травяно-кустарничковая тундра	Д.Ю. Большиных, Л.А. Савельева
5	р. Дюмталей, п-ов Таймыр	5720±60 лет 2970±40 лет	Кустарниковая тундра То же	Д.Ю. Большиных, Д.П. Пономарева
6	р Большая Боотанкага, п-ов Таймыр	5280±50 лет 2890±60 лет	Травянистая тундра То же	Д.Ю. Большиных, Л.А. Савельева
7	р. Красная, бассейн оз. Левинсон- Лессинга, п-ов Таймыр	8280±90 лет	Кустарниковая тундра	Д.Ю. Большиных, Л.А. Савельева
8	Озеро Левинсон-Лессинга, п-ов Таймыр, колонка 1228 Колонка 13	5650±90 лет 1000 лет	Травяно-кустарничковая (береза, ольха) тундра Кустарниковая тундра	Hahne and Melles, 2000 Д.Ю. Большиных, Л.А. Савельева

№ п/п	Местоположение разреза	Радиоуглеродная датировка	Господствовавший тип растительности	Источник
9	Мыс Саблера, п-ов Таймыр	2010±60 лет 1410±110 лет	Травяно-кустарниковая тундра Травянистая тундра	Д.Ю. Большинов, Л.А. Савельева
10	Ручей Олений, низовья р. Верхней Таймыры	2480±90 лет 2130±70 лет	Кустарниковая тундра	Д.Ю. Большинов, Л.А. Савельева
11	о. Фарватерный, дельта р. Пясины, п-ов Таймыр	8690±90 лет	Кустарниковая тундра	Д.Ю. Большинов, Д.П. Пономарева
12	о. Солнце-Ары, р.Хатанга, п-ов Таймыр	1340±50 лет 640±60 лет	Кустарниковая тундра, лиственничные редколесья Кустарниковая и кустарничковая тундра	Д.Ю. Большинов, Д.П. Пономарева
13	о. Попигай-Ары, р.Хатанга, п-ов Таймыр	3250±70 лет 590±80 лет	Лиственничные леса Лиственничное редколесье с кустарниковыми тундрами	Д.Ю. Большинов, Д.П. Пономарева
14	Сопка Барат, Хатангский залив, п-ов Таймыр	3380±70 лет	Лиственничная лесотундра	Д.Ю. Большинов, Д.П. Пономарева
15	о. Большой Бегичев, устье р. Раздельной, Хатангский залив	6450±90 лет	Кустарниковые и кустарничковые тундры с редкостойными лесными группировками	Д.Ю. Большинов, Д.П. Пономарева
16	Низовья р. Пясины	6810±60 лет	Березовые и сосново-березовые лесотундры с травянистыми болотами	Д.Ю. Большинов, Д.П. Пономарева
17	Низовья р. Пясины	7950±60 лет	Березовые и сосново-березовые лесотундры с травянистыми болотами	Д.Ю. Большинов, Д.П. Пономарева
18	Устье р. Правая Боярка, п-ов Таймыр	10860±80 лет	Травяно-кустарниковая тундра	Гитерман, 1985
19	р. Хета	8600±70 лет	Кустарниковая тундра	Гитерман, 1985
20	р. Каламиссамо, п-ов Таймыр	8220±102 лет	Кустарниковая тундра с редколесьем	Никольская, 1982
21	Бассейн р. Захарова Рассоха	5180±150	Лиственничные леса с участием березы и ели	Кульпина и др., 1974

№ п/п	Местоположение разреза	Радиоуглеродная датировка	Господствовавший тип растительности,	Источник
22	Исток р. Ладоннах, бассейны р. Боганиды, п-ов Таймыр	5500±100 лет	Редкостойные северотаежные леса	Никольская, 1982
23	р. Большая Романиха, п-ов Таймыр	6120±70 лет 4420±50 лет	Редкостойные северотаежные леса, близкие к лесотундре Редкостойные лиственничники	Никольская, 1980
24	Бассейн р. Захарова Рассоха	5990±50 лет	Редкостойные северотаежные леса	Никольская, 1982
25	р. Новая, урочище Ары-Мас, п-ов Таймыр	6695±80 лет 6670±90 лет 5860±60 лет 5495±80 лет	Кустарниковая тундра То же Лиственничные леса с участием березы и ели	Белорусова, Украинцева, 1980
26	Озеро Лабаз, п-ов Таймыр	8760±90 лет 7860±90 лет	Лиственничный редкостой с кустарниковой тундрой	Siebert et al., 1999
27	о. Улахан-Ары, Оленекская протока, дельта р. Лены	2600±50 лет 790±40 лет	Травяно-кустарниковая тундра Кустарниково-травяная тундра	Д.Ю. Большинов, Л.А. Савельева
28	Озеро Николай-Кюеле, о. Арга-Муора-Сисе, дельта р. Лены	8940±90 лет 7090±40 лет 4475±38 лет	Кустарниковая тундра (ольха, береза) Травянистая тундра	Andreev et al., 2004
29	Устье р. Микчангда, плато Путорана, бобровая плотина	2840±100 лет 2180±40 лет 2010±50 лет	Елово-березовые редкостойные леса	Д.Ю. Большинов, Л.А. Савельева
30	Междуречье рек Нералах и Микчангда, плато Путорана	6090±90 лет 4640±70 лет	Елово-березовые леса	Д.Ю. Большинов, Л.А. Савельева

Примесание. Курсивом указаны авторы неопубликованных материалов, жирным шрифтом — по ленточным глинам.

По каждому из изученных образцов в колонках или разрезах выявлялся спорово-пыльцевой спектр, и на основе соотношений между различными группами пыльцы и спор делался вывод о типе растительности, который соответствовал определенной растительной зоне. По убыванию теплообеспеченности эти зоны можно выстроить в следующий ряд: северная тайга, лесотундра, кустарниковая тундра, кустарничковая тундра, травянистая арктическая тундра.

Подзона северотаежных лесов реконструируется по спектрам, в которых преобладает пыльца древесных пород, затем кустарников; количество пыльцы лиственницы составляет не менее 10 %.

Подзона лесотундры характеризуются спектрами, в составе которых доля пыльцы древесных пород не превышает 20 %. Среди древесных доминирует пыльца сосны и березы, появляется пыльца ели, а доля пыльцы лиственницы составляет 5—10 %. Пыльца кустарников преобладает над пылью травянистых растений; часто фиксируется максимум пыльцы ольховника.

Подзона кустарниковой (южной) тундры характеризуется спектрами с содержанием пыльцы кустарников 50 % и более. В пыльце древесных пород могут встречаться единичные зерна пыльцы лиственницы; в незначительном количестве присутствует пыльца сосны и березы.

Подзона кустарничковой тундры (типичная или северная тундра). Содержание пыльцы кустарников составляет менее 50 % с преобладанием пыльцы кустарничковой березки и ивы. Пыльца вересковых составляет более 5 %. Может присутствовать пыльца сосны и ели в незначительных количествах. Среди трав доминируют злаки и осоки.

Подзона травянистой арктической тундры реконструируется по спектрам с высоким содержанием пыльцы недревесной растительности. Максимально содержание пыльцы злаковых, осоковых, полыни и спор зеленых мхов. Может присутствовать заносная пыльца сосны, березы и ольхи, реже ели.

Каждый из изученных спорово-пыльцевых спектров в образцах относился к определенному радиоуглеродному возрасту на временной шкале голоцена. Определенный тип растительности сравнивался с современным и ранжировался относительно последнего. Так, если в какой-то момент в прошлом по изученному разрезу определялась зона лесотундры, а в настоящее время здесь господствует травянистая тундра, тому моменту соответствует индекс +2. Это означает, что в то время в данной точке было значительно теплее и происходило *смещение* зон к северу на два пункта относительно современного положения. Если в другой момент времени в данной точке произрастала растительность арктических тундр (по выделенному спорово-пыльцевому спектру), то это означает, что было холоднее и смещение зон происходило к югу на один пункт, чему соответствует индекс –1. В случае если спорово-пыльцевой спектр свидетельствует об улучшении условий для растительности (т.е. о потеплении) или ухудшении (похолодании) без изменения растительной зоны, тому моменту времени на хронологической шкале присваивается индекс +0,5 или –0,5 соответственно. Данная методика ранжирования смены растительных зон и соответствующих климатических сигналов использовалась ранее (Makeev et al., 2002) и перекликается с методикой проекта CAPE (2001).

Для примера построения кривых относительных колебаний климата на рис. 3.11 приведена интерпретация спорово-пыльцевых диаграмм для мыса Оскара (полуостров Таймыр).

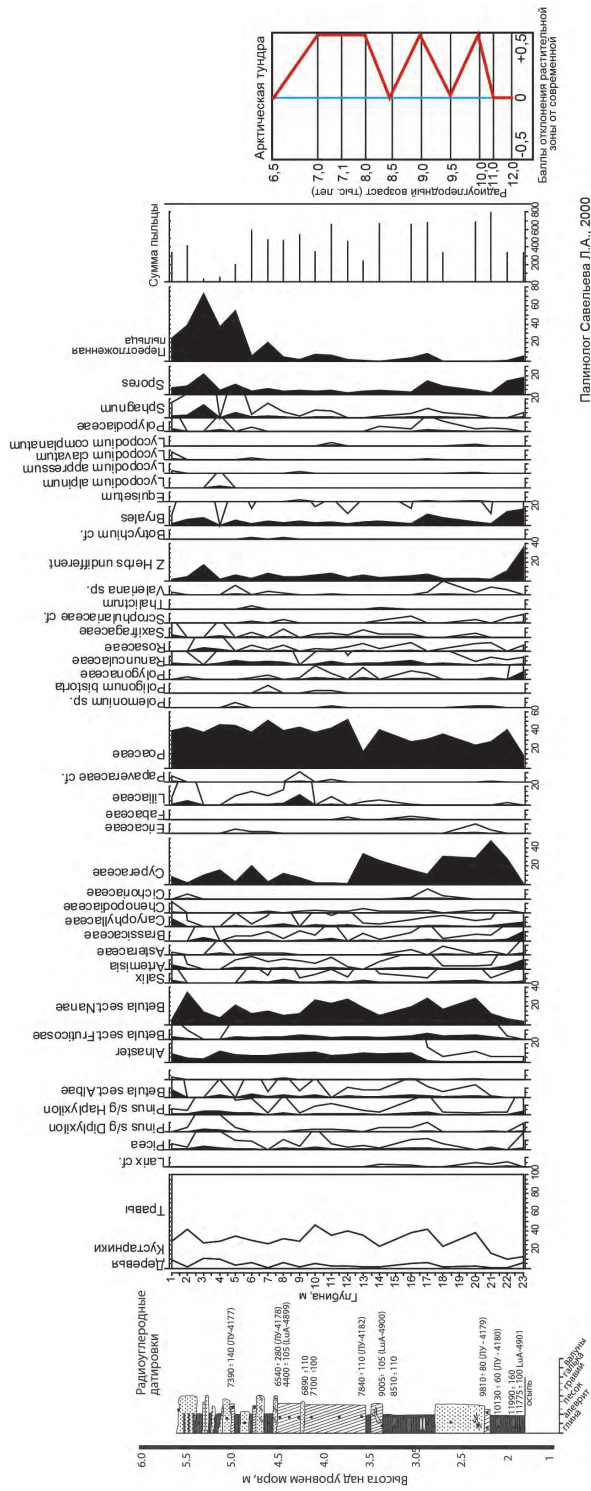


Рис. 3.11. Пример построения палеотемпературной кривой по разрезу со спорно-пыльцевой диаграммой. Мыс Оскара, полуостров Таймыр (см. рис. 3.10, точка 4).

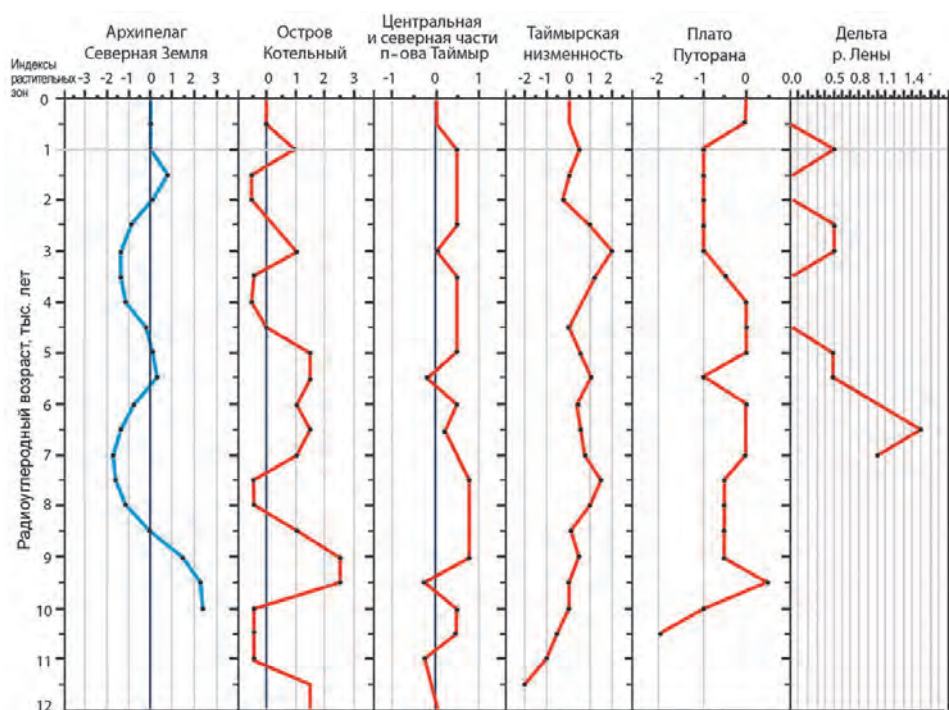


Рис. 3.12. Палеоклиматические кривые, построенные по описанной методике.

На первом этапе исследований выполнен анализ информации по 37 изученным разрезам голоценовых отложений, сгруппированных по физико-географическим районам: арктические острова и архипелаги (архипелаг Северная Земля, Новосибирские острова), арктические низкотерра (центральный и северный горный Таймыр), Северо-Сибирская низменность, северная часть Среднесибирского плоскогорья. Для каждого из выделенных физико-географических районов составлен ряд всех имеющихся разрезов и определены опорные разрезы. Для этого ряда с дискретностью в 500 лет определены индексы, отвечающие изменениям типов растительности и климата, после чего построены палеоклиматические кривые, которые отражают относительные колебания летней температуры воздуха в выделенных ландшафтных районах (рис. 3.12).

Заключительная часть работы состояла в построении карт типов растительности для нескольких этапов голоцена, данных по которым оказалось достаточно (см. рис. 3.13). Для каждого из таких этапов получен индекс смещения ландшафтных зон как среднеарифметическое значение индексов по имеющимся в данной зоне разрезам. На карте границы зон смещены на то количество процентов, которое определено индексом. Например, индекс 0,67 обозначает смещение границы зоны на 67 % к северу от современного положения. Смещение границ зон контролировалось данными по каждому изученному разрезу.

Необходимо отметить, что кривая относительной летней температуры воздуха для архипелага Северная Земля построена не только по данным спорово-пыльцевого анализа. Это вызвано тем, что на Северной Земле пока не найдено ни одного разреза отложений, сформировавшихся за последние 8000 лет. В последние годы появилась новая информация по донным отложениям озера Твердого, которая будет проанализирована в отдельной главе данной работы. Есть торфяники, которые сформировались во время оптимума в начале

голоцена, и маломощные эстуарно-морские отложения конца голоцена (Большаинов, Мавкеев, 1995). Это объективная ситуация связана с тем, что после климатического оптимума на архипелаге стали вновь активно образовываться ледники — купола и пассивные поля мертвого льда, препятствовавшие формированию органических отложений. Поэтому климатическая кривая для архипелага Северная Земля построена по данным, полученным из анализа ледяных кернов (Большаинов, Мавкеев, 1995; Котляков и др., 1991). Понятно, что она отражает ход не летней температуры воздуха, а, скорее, зимней. Однако, пока не было достаточного количества данных по спорово-пыльцевым спектрам, приходилось использовать все другие имеющиеся палеоклиматические данные.

Есть противоречия в палеоклиматических построениях и для архипелага Новосибирские острова. Так, на о. Большой Ляховский по данным спорово-пыльцевого анализа маломощного торфяника В.В. Украинцевой отмечен климатический оптимум 10,5—10,0 тыс. лет назад (Украинцева, 1990). Это противоречит данным для о. Котельный. Вследствие того что данные, полученные по нескольким разрезам для о. Котельный (Makeev et al., 2002), более надежные по сравнению с данными из торфяника, накапливавшегося всего 500 лет на о. Большой Ляховский (Украинцева, 1990), последние данные приходится иметь в виду, но опираться следует на более широкие исследования. Возможны и ошибки радиоуглеродного определения возраста, что может быть присуще всем разрезам без исключения. В данном случае упор делается на более детальный материал и большее число радиоуглеродных датировок.

Результаты и интерпретация

Наиболее благоприятные условия для развития растительности на архипелаге Северная Земля, на о. Котельный и на плато Путорана складывались в период кратковременного, но значительного потепления в начале голоцена — в период 10—9 тыс. лет назад. На территории п-ова Таймыр (Таймырская низменность, арктические низкотеррасы Таймыра) наиболее благоприятные климатические условия для развития растительности в голоцене сложились в период времени 9—7 тыс. лет назад. На кривых, построенных для Таймырской низменности и дельты реки Лены отмечается еще один пик потепления в период 3—2,5 тыс. лет назад.

Для территории п-ова Таймыр характерны плавные и растянутые во времени периоды потеплений и кратковременные (около 1 тыс. лет) похолодания. Кривые для Северной Земли и плато Путорана иллюстрируют противоположную закономерность — более длительные похолодания и короткие потепления. На о. Котельный похолодания и потепления примерно равны по продолжительности.

Наибольшие амплитуды колебания летней температуры воздуха и соответственно смещения ландшафтных зон в течение голоцена характерны для Таймырской низменности и о. Котельный. Это, вероятно, связано с несколькими причинами: равнинным рельефом, чувствительностью ландшафтов к изменениям климатических параметров, значительным количеством заносной пыли из более южных зон и т.п.

Обобщенная палеоклиматическая кривая, построенная для о. Котельный (Makeev et al., 2002), наиболее близко соотносится с кривыми для дельты реки Лены и имеет сходство с кривыми для плато Путорана и архипелага Северная Земля.

Карты палеорастительности суши региона моря Лаптевых (рис. 3.13) отражают климатические изменения в этом регионе в начале голоцена.

Обнаружилась необычная ситуация в период 10—9 тысяч лет назад. В то время произошло нарушение зональности растительного покрова и климата. Более

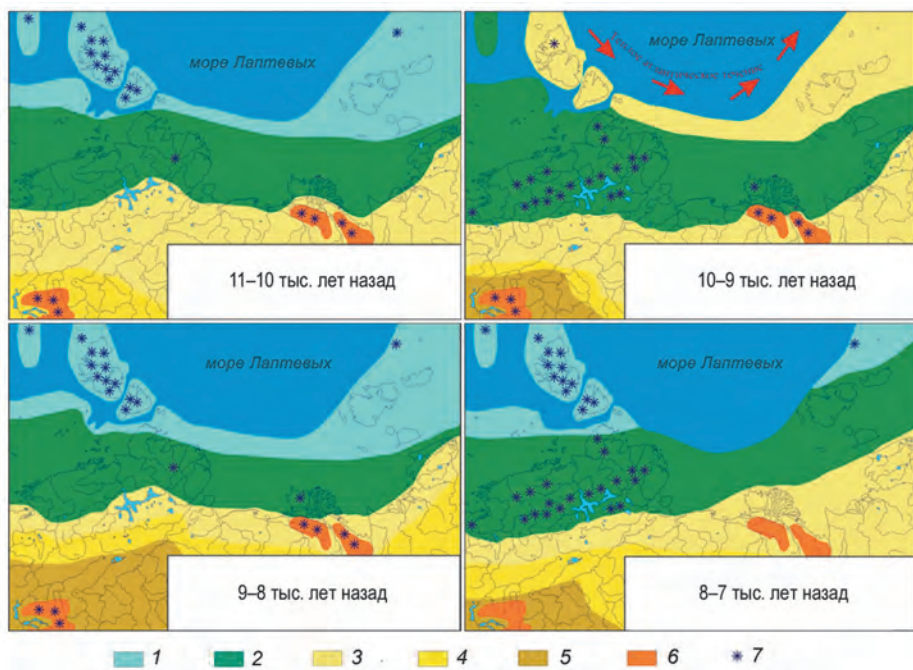


Рис. 3.13. Карты палеорастиельности региона моря Лаптевых для четырех временных интервалов.

1 — высокоарктические тундры; 2 — арктические тундры; 3 — северные тундры; 4 — южные тундры; 5 — лесотундра; 6 — горные тундры; 7 — районы, перекрывающиеся различными типами ледников и мертвых полей льда.

теплые условия и южная тундра (или северная тундра) господствовали на островах архипелагов Северная Земля и Новосибирские острова. Этот вывод подкреплен не только спорово-пыльцевыми данными, но и находками остатков кустарников как на Северной Земле, так и на Новосибирских островах. Кроме того, в торфяниках, формировавшихся на Северной Земле 9—10 тыс. лет назад, обнаружены теплые спектры жуков (по неопубликованным данным С.А. Кузьминой).

В тот же период более южные участки суши (континентальный север Средней Сибири) были заняты растительностью арктических тундр. Ледники на архипелаге Северная Земля практически исчезли, а на полуострове Таймыр существовало горное и пассивное оледенение. Эта инверсия зон произошла, вероятнее всего, благодаря проникновению теплых атлантических вод в центральную Арктику в ходе трансгрессии после этапа глубокого понижения уровня в Северном Ледовитом океане в эпоху последнего ледникового максимума. На островах в этот период было самое теплое время голоцена.

Климатический оптимум голоцена на полуострове Таймыр имел место в период 9—7 тыс. лет назад (на Таймырской низменности с 8,5 до 7 тыс. лет назад). В то же время на архипелаге Северная Земля начали вновь образовываться ледники в условиях значительного похолодания и зона высокоарктических тундр продвинулась на юг. На о. Котельный 8—7 тыс. лет назад отмечается похолодание. По косвенным данным (рельеф острова Арга-Муора-Сисе) в районе дельты реки Лены (на острове Арга-Муора-Сисе, на кряже Чекановского и Хараулахском хребте) также образовывались пассивные ледники.

На плато Путорана отмечаются условия, более холодные по сравнению с современными, что, вероятно, связано с активизацией горного оледенения.

7—6 тыс. лет назад на полуострове Таймыр похолодало, что сопровождалось новым этапом развития оледенения. На плато Путорана и во всей восточной части Лаптевоморского континентального обрамления происходило потепление. Таяние пассивных ледников-снежников на песчаном массиве острова Арга-Муора-Сисе, к которому примкнула дельта реки Лены с юго-востока, привело к формированию ориентированных озер (Большаинов и др., 2013).

В тот период, когда море было расположено значительно севернее современного положения, осушенная часть шельфа приобрела зональность, при которой границы подзон тундровой зоны наиболее четко соответствовали широтной зональности. В современную эпоху благодаря тому, что море Лаптевых далеко вдается между Таймыром и Новосибирскими островами, зональность растительности и климата не соответствует широтной зональности. Из этого следует, что море Лаптевых в результате голоценовой трансгрессии оказало охлаждающее влияние на свое континентальное обрамление.

Выводы

Таким образом, обобщение всех имеющихся палинологических данных для окраины континента и островов региона моря Лаптевых показало, что природная среда этой части Арктики в начале голоцена развивалась в условиях резких осцилляций климата, которые происходили одновременно даже на сравнительно небольшой площади исследованного региона. Исследования голоценового палеоклимата Циркумполярной Арктики, проведенные нами ранее, также показали разное время наступления наиболее оптимальных условий для развития растительности. Эти колебания сильно зависели от местных условий сохранения оледенения в различных районах, постепенного и колебательного повышения уровня Северного Ледовитого океана, что обуславливало проникновение теплых атлантических вод к отдельным участкам суши в зависимости от геоморфологического строения дна арктических морей.

3.2.2. Район дельты реки Лены

Материалы и методы

Изменчивость климата голоцена в районе дельты реки Лены выявлялась по данным изучения озерных осадков и других четвертичных отложений. Наиболее изученным озером, в осадках которого запечатлена история колебаний климата в голоцене, является озеро Николай-Кюеле, расположенное на острове Арга-Муора-Сисе в северо-западной части дельты. Озеро термокарстового происхождения состоит из пяти слившихся озерных ванн глубиной до 30 м, разьединенных перемычками глубиной до 1—1,5 м (рис. 3.14). В одной из восточных котловин (73°20' с.ш., 124°12' в.д.) бурением со льда пройдена скважина до глубины 325 см и отобран керн А-1, а также гравитационной трубкой взята колонка донных отложений CN-2 длиной 82 см (Schwamborn et al., 2000). По осадкам проводились анализы: спорово-пыльцевой, хирономид, радиоуглеродное датирование, определение содержания органического углерода.

Результаты исследований изложены в двух работах (Schwamborn et al., 2002; Andreev et al., 2004). На основе первой статьи и по разработанной методике расчета сдвижения растительных зон и подзон в период голоцена (Большаинов и др., 2001) были осуществлены палеоклиматические построения района дельты, входящей

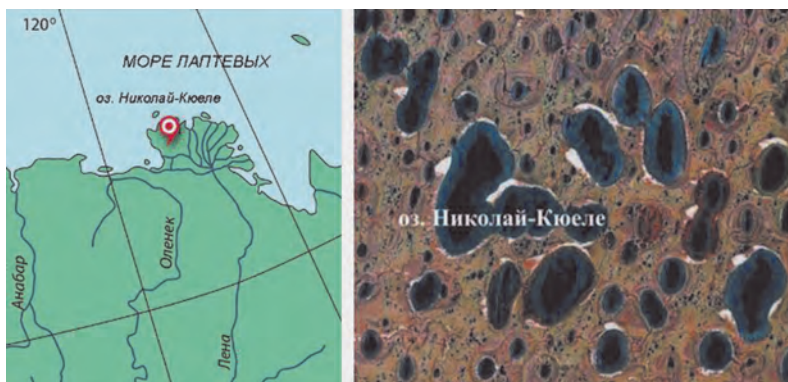


Рис. 3.14. Расположение озера Николай-Кюеле.

в более обширный регион моря Лаптевых (см. п. 3.2.1), в котором рассматривались острова архипелага Северная Земля, остров Котельный, центральная и северная части полуострова Таймыр, Таймырская низменность, плато Путорана, дельта реки Лены.

Палеоклиматическая кривая для района дельты реки Лены, основанная на данных по озеру Николай-Кюеле, начиналась резким потеплением, которое относится к периоду 6—7 тысяч лет назад. Во второй из упомянутых выше работ (Andreev et al., 2004) разработанная возрастная модель осадков основана на радиоуглеродных датировках колонки CN-2, а датировка керна скважины А-1 в 7000 лет признана заниженной по возрасту. В этой работе начало озерного осадконакопления отнесено ко времени около 10 000 лет назад. Интересно, что колонка (CN-2) и керн скважины (А-1) различаются не только временной шкалой, но и палеоклиматическими кривыми. Отбор керна из скважины и колонки донных отложений произведен в одной точке (между скважиной и местом отбора колонки всего около 10 м). Авторы работы Andreev et al. (2004), считают, что датировки колонки более точны. Несмотря на эти противоречия, попытаемся восстановить основные климатические события голоцена, используя изученные озерные отложения и другие четвертичные образования района дельты реки Лены.

Донные отложения озера Николай-Кюеле

По колонке донных отложений CN-2 из озера Николай-Кюеле выявляются следующие климатические колебания последних 10 000 лет (Andreev et al., 2004).

Образец песка, залегающего под озерными осадками и датированный возрастом 14 900 лет (12480 лет некалиброванный радиоуглеродный возраст), содержит хирономиды, споры *Pediastrum Botryococcus*, редкую пыльцу. Осадконакопление происходило в мелководном водоеме, который был окружен тундрой с травяно-осоково-кустарничковой растительностью (Andreev et al., 2004). Озерное осадконакопление началось около 10 300 лет назад (8940 лет некалиброванный радиоуглеродный возраст).

10 300—8000 лет назад (7090 лет некалиброванный) вокруг озера господствовала кустарниковая тундра (карликовая ива и карликовая береза). Хирономиды показывают, что 10 300—9500 лет назад климат был теплее современного. По результатам спорово-пыльцевого анализа 6000 лет назад доля ивы и березы в растительном покрове начала уменьшаться и они исчезли окончательно около 5000 лет назад.

Несмотря на преобладание холодноводных хириноид после 9000 лет назад они показывают два коротких интервала потепления 5600 и 4500—4100 л.н., что подтверждается и спорово-пыльцевыми данными. 5500—4000 лет назад климат был нестабильным. Повышение температуры в период 5500—4000 лет назад было прервано резким похолоданием 4500 лет назд. Хириноиды также показывают нестабильность климата в период 6500—3000 лет назад и похолодание 5000 лет назад, так как более чувствительны к изменениям климата по сравнению с пылью.

Анализ пыльцы показал, что 5500 и 4200 лет назад количество осадков катастрофически возрастало, а 4500 лет назад катастрофически уменьшалось. Около 4000 лет назад климатические условия стали примерно такими, как в настоящее время, и позднее значительно не изменялись.

Анализ хириноид показал, что слабое потепление относительно современного наблюдалось 2300—1400 лет назад. В течение последних 1500 лет пыльца не показала существенных изменений климата, а хириноиды указывают на слабое похолодание (Andreev et al., 2004).

По данным из скважины А-1 заметное потепление наблюдалось около 3000 и 1000 лет назад.

Донные отложения озера Севастьян-Кюеле

Озеро Севастьян-Кюеле (рис. 3.15) как наиболее крупный водоем в окрестностях Тикси было выбрано для исследования донных отложений с целью выявления истории развития природной среды в течение голоцена и последних тысячелетий. Кроме того, озеро находится на высоте 12 м над уровнем моря, что обеспечивает возможность для изучения морских трансгрессий голоцена на побережье моря Лаптевых.

Озеро расположено на расстоянии 10 км к югу от пос. Тикси среди низких куэстообразных гор Приморского кряжа, окаймляющего с запада губу Буор-Хая моря Лаптевых. Гряды разделяются плоскодонными котловинами, частично заполненными водой. Одна из таких котловин занята озером Севастьян-Кюеле площадью 7,6 км².

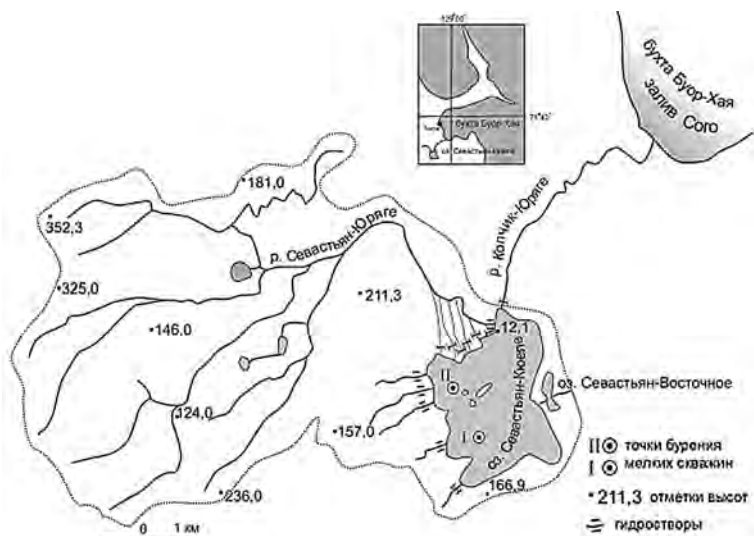


Рис. 3.15. Схема расположения озера Севастьян-Кюеле.

Водосбор озера площадью 80 км² вытянут с запада на восток. На водоразделе максимальные высотные отметки (до 352,2 м) расположены на западном краю водосбора. Урез воды в озере по данным карты масштаба 1:100 000 имеет высотную отметку 12,1 м. Нивелированием, проведенным 4 августа 2011 г. от истоков реки Копчик-Юряге до уровня моря, эта высотная отметка была подтверждена.

С северо-запада в озеро впадает река Севастьян-Юряге и несколько мелких ручьев со склонов куэст (высотой до 211 м) западного побережья озера. Втекающая река образует дельту, постепенно сокращающую площадь озера с севера. Река Копчик-Юряге вытекает из озера практически в том же месте, где впадает основной приток — река Севастьян-Юряге. Это расположение притока и истока на севере озера имеет большое значение для режима накопления наносов в озере. Значительная их часть выносятся истекающей рекой, не успев отложиться на дне водоема.

Изучение озера началось в 2006 г. зимними промерами, показавшими мелководность водоема и его промерзание в зимний период до дна. В 2011 г. были проведены дополнительные эхолотные промеры, позволившие построить батиметрическую карту озера (рис. 3.16). В апреле 2008 г. в донных отложениях были пробурены две скважины (см. рис. 3.15) со льда до глубины 2,3 м ниже дна озера. Отложения представлены темно-серым глинистым алевритом. На глубине 2,2 м в скважине № 1 (71°31'01,8" с.ш., 128°48'39,4" в.д.) и на глубине 1,95 м в скважине № 2 (71°31'41,3" с.ш., 128°47'42,0" в.д.) вскрыты подстилающие дочетвертичные породы — темно-серые алевролиты и углистые сланцы. Из-за мелководности озера (максимальная глубина, измеренная во время паводкового повышения уровня, составила 2,5 м) озерный лед практически повсеместно ложится на дно и влияет на состояние верхней границы вечной мерзлоты. Несквозной талик под озером во время бурения (апрель 2008 г.) залегал до глубины 2,3 м ниже дна, а под льдом верхняя часть озерных осадков промерзала до глубины 1,1 м. Глубина талика и слоя зимнего промерзания под озером, вероятно, испытывают колебания в зависимости от суровости зимы и сроков полного промерзания и вскрытия водоема от льда.

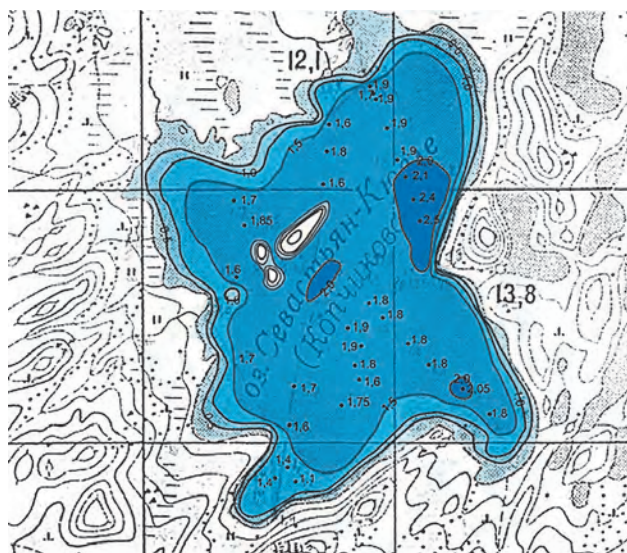


Рис. 3.16. Батиметрическая карта озера Севастьян-Кюеле.

Результаты радиоуглеродного датирования осадков оказались противоречивыми. Датирование образца на глубине 0,89—0,93 м показало возраст одних и тех же осадков по фракции гуминовых кислот 5690 ± 30 лет назад (KIA 38587), а по фракции щелочного остатка 19080 ± 100 лет назад (KIA 38587). Специалисты лаборатории Лейбница Университета Кристиана-Альбрехта (г. Киль, Германия), в которой было выполнено AMS-датирование образцов донных отложений, считают, что первая датировка более надежна. В связи с такой неопределенностью датирования для построения возрастной модели накопления осадков летом 2011 г. в бассейне озера произведены гидрологические исследования для подсчета баланса наносов и скорости современного осадконакопления.

Измерялись расходы воды и наносов в устье реки Севастьян-Юряге, в мелких ручьях, впадающих в озеро с западного склона его котловины, и в вытекающей реке Копчик-Юряге. В результате измерений были получены следующие значения. Во время летней межени в озеро поступает мало воды и осадков — $0,61 \text{ м}^3/\text{с}$ и $1,33 \text{ г/с}$ соответственно. Во время дождевых паводков эти значения возрастают в сотни раз. Река Севастьян-Юряге разливается, и в ее устье вместо одной протоки образуются 7—10 протоков. Они поставляют в озеро $7,89 \text{ м}^3/\text{с}$ воды и 718 г/с наносов, к которым добавляются $0,16 \text{ м}^3/\text{с}$ воды и $0,96 \text{ г/с}$ наносов с западного склона озерной котловины. Это практически все водотоки, несущие воду и наносы в озеро, за исключением совершенно незначительного потока с запада из озера Малый Севастьян, практически лишенного наносов.

Измерения проводились только дважды — в период межени и мощного дождевого паводка. Поэтому поступление наносов в озеро рассчитано исходя из того, что в озеро вода может поступать с июня по середину сентября. При этом в июне талая вода со склонов несет мало наносов, и активный период поступления наносов в озеро приходится на конец июня — август. За этот период в расчетах принято 27 суток паводочного режима и 50 суток меженного, что отражает режим погоды в бассейне озера и активный период стока в конце июня — начале июля. Расчеты показали, что в озеро за летний период может поступить до 1700 т наносов. Вытекающая река Копчик-Юряге во время половодья выносит $1,3 \text{ м}^3/\text{с}$ воды и 95 г/с наносов. В результате большего поступления воды уровень в озере во время паводка повышается и затем медленно сбавляется в течение нескольких дней. Так, во время паводка, вызванного непрерывными дождями в течение суток 1 — 2 августа 2011 г., уровень воды в озере к 4 августа поднялся на 20 см. Для его сброски потребовалось порядка 10 дней, так как из озера вытекает поток, несущий примерно в шесть раз меньше воды, чем поступало во время паводка. Вследствие того что вытекающая река расположена рядом с устьем реки Севастьян-Юряге, часть наносов выносятся из озера транзитом, часть — в течение всего лета. Сумма выносимых рекой наносов может достигать 480 т. В озере, таким образом, остается около 1220 т осадков. Эти осадки в основном откладываются в северной половине озера, чему способствуют и острова, являющиеся барьером для распространения наносов равномерно по всей площади озера. Поэтому южнее островов даже во время паводков взвешенных осадков мало (мутность воды $4,5 \text{ г/м}^3$).

В то же время неравномерность распределения наносов по площади дна сглаживается взмучиванием наносов во время штормов вследствие малой глубины озера. За счет взмучивания и переотложения наносов происходит их более равномерное распределение по площади дна.

Если считать накопление осадков равномерным по всей площади дна, то при распределении 1220 т осадков на площади 7,6 км² получим 160 г/см², или 0,09 мм слоя осадков при плотности последних 1,7 г/см³, и 0,16 мм при плотности осадков 0,85 г/см³ (Большаинов, 1985). Такая скорость осадконакопления находится в лучшем соответствии с радиоуглеродной датировкой отложений 5690 лет назад на глубине 90 см (0,16 мм/год), чем с датировкой 19 080 лет назад (0,05 мм/год). Гидрологические измерения и расчеты дали возможность определить порядок величины современного осадконакопления в озере Севастьян. Однако нет гарантий того, что в прошлом скорость осадконакопления не изменялась. Исходя из палеоклиматических построений можно даже утверждать, что она изменялась на протяжении существования озера.

Для построения модели скорости осадконакопления потребовалась дополнительная информация. С этой целью отложения были подвергнуты исследованиям с помощью спорово-пыльцевого и диатомового методов.

Спорово-пыльцевым методом (палинолог Л.А.Савельева) был изучен каждый 4—6-сантиметровый слой отложений колонки из скважины № 1 мощностью 190,5 см. Пробы из интервала 190—133 см оказались слабо насыщены микрофоссилиями, два нижних образца с глубины 180 и 190 см содержали единичные зерна пыльцы и спор. Пыльца и споры, обнаруженные во всех пробах, отличались плохой сохранностью (смятые, минерализованные, очень мелкие). Кроме того, на протяжении всей колонки встречались уродливые формы пыльцевых зерен *Betula sect. Nanae*. В каждом слайде было подсчитано от 200 до 450 зерен. Кроме пыльцы и спор в пробах было подсчитано содержание пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum*. По результатам спорово-пыльцевого анализа была построена диаграмма, на которой было выделено шесть пыльцевых зон (Sev-1 — Sev-6) (рис. 3.17). Содержание каждого пыльцевого и спорового таксона подсчитано в долях (%) от общей суммы пыльцы наземных растений за исключением водных.

Палинозона Sev-1 (глубина 190—175 см), *Poaceae-Cyperaceae-Artemisia-Salix*. Количество пыльцы травянистых растений составляет 50—55 % и представлено в основном пыльцой *Poaceae* (20—40 %), *Cyperaceae* (5—25 %) и *Artemisia* (5—7 %). В группе древесно-кустарниковых пород преобладает пыльца *Betula sect. Nanae* (~25 %), *Alnus fruticosa* (7—17 %) и *Salix* (5—15 %). Группа споровых растений представлена *Sphagnum* (3 %) и *Polypodiaceae* (4 %).

Sev-2 (глубина 175—145 см), *Betula sect. Nanae-Alnus fruticosa-Ericales*. В спектрах резко возрастает содержание пыльцы *Betula sect. Nanae* (до 55 %) и *Alnus fruticosa* (до 40 %), также увеличивается содержание *Ericales* до 5 %. Количество пыльцы трав падает до 20 %. В группе споровых растений появляются споры разнообразных плаунов (*Lycopodium clavatum*, *L. pungens*, *L.sp.*).

Sev-3 (145—89 см) *Betula sect. Nanae-Alnus fruticosa*. В спектрах доминирует пыльца *Betula sect. Nanae* и *Alnus fruticosa*, появляется пыльца *Salix*. В верхней части палинозоны резко сокращается участие пыльцы *Cyperaceae* и *Poaceae*. Споровые растения присутствуют в незначительном количестве. Данный интервал (56 см) представлен всего пятью образцами.

В верхней части разреза значительных изменений в составе спорово-пыльцевых спектрах не наблюдается. Однако колебания кривой содержания пыльцы *Cyperaceae*, позволили нам выделить еще три палинозоны.

Sev-4 (89—73 см) *Salix-Cyperaceae-Sphagnum*. В спектрах фиксируется увеличение количества пыльцы *Cyperaceae* до 10 % и *Salix* до 3 %, а также некоторое

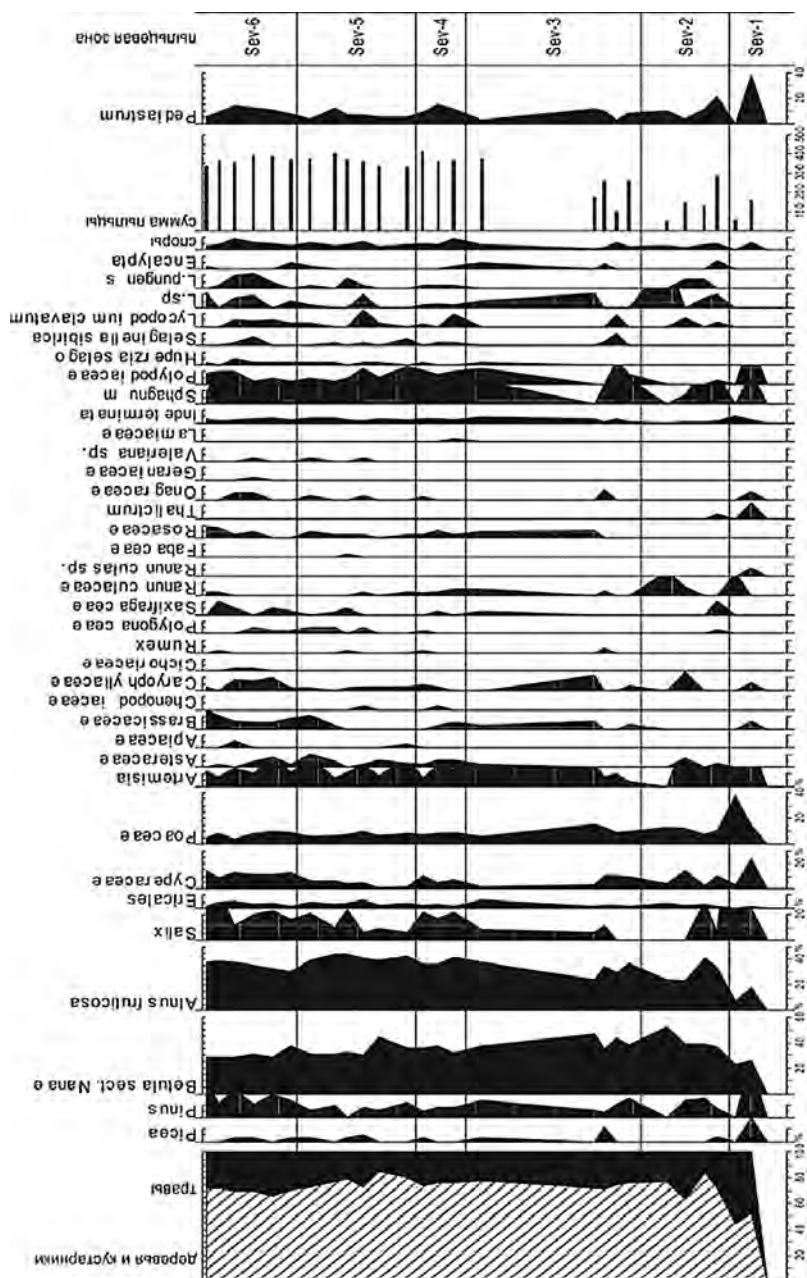


Рис. 3. 17 . Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений озера Севаст'ян-Кюле.

увеличение пыльцы *Ericales* по сравнению с нижележащей зоной. Общее количество споровых растений увеличивается до 6 % за счет спор *Sphagnum*. Содержание основных компонентов спектров *Betula sect. Nanae* и *Alnus fruticosa* колеблется в пределах 35—40 %.

Sev-5 (73—35 см) *Ericales*. Основанием для выделения данной палинозоны является резкое сокращение участия пыльцы *Cyperaceae* от 10 до 1 % и повышение содержания пыльцы *Ericales* до 6 %.

Sev-6 (35—0 см) *Alnus fruticosa-Salix-Cyperaceae*. В группе пыльцы древесно-кустарниковых пород преобладает пыльца *Alnus fruticosa* (30—40 %) и *Betula sect. Nanae* (30—35 %), наблюдается увеличение содержания пыльцы *Salix* до 4 %. Среди травянистой растительности увеличивается количество пыльцы *Cyperaceae*.

Результаты спорово-пыльцевого анализа показывают, что на протяжении времени формирования вскрытой толщи отложений наиболее суровые (холодные) климатические условия сложились во время формирования спорово-пыльцевых спектров палинозоны Sev-1, когда на окружающей территории преобладали фитоценозы травянистой арктической тундры. Состав спектров палинозоны Sev-2 отражает потепление, которое способствовало распространению кустарниковой березы и ольховника. С высокой долей уверенности можно допустить, что споро-пыльцевая диаграмма в нижней части колонки, на глубине 170—180 см, фиксирует переход от неоплейстоцена к голоцену, когда арктическая тундра на данной территории заменяется ландшафтами южной тундры. В таком случае радиоуглеродная датировка 5690 лет на глубине 90 см и палинологическая датировка границы голоцена на глубине 175 см дают вполне сравнимые скорости седиментации (0,16 мм/год за 5690 лет и 0,18 мм/год за 10 000 лет). Как видно из результатов радиоуглеродных датировок, пыльцевого анализа и гидрологических расчетов, скорость седиментации в озере Севастьян сравнительно низкая, несмотря на то что площадь водосбора озера более чем в 10 раз превосходит площадь водного зеркала озера. Мелководность и значительный вынос материала из озера вытекающей протокой способствует малой скорости осадконакопления. К тому же в бассейне озера в основном распространены дочетвертичные образования, которые не способствуют значительному насыщению потока наносами.

Из спорово-пыльцевых данных и рассчитанной скорости осадконакопления следует, что озеро образовалось около 13 тыс. лет назад в эпоху сурового климата, когда окружающие горы освобождались от местных ледников. Накопление спор и пыльцы травянистых растений началось около 11 тыс. лет назад. На рубеже плейстоцена и голоцена в бассейне озера началось значительное потепление, которое выразилось в пребореале в возрастании в растительном покрове доли сначала ивы, затем ольховника и наконец карликовой березы. Спорово-пыльцевая диаграмма показывает, что климатический оптимум голоцена был здесь в пребореале и бореале, что ранее отмечалось по другим спорово-пыльцевым данным для данного региона (Andreev et al., 2011).

Более поздние отрезки голоцена не очень контрастны по изменениям в составе спорово-пыльцевых спектров. По ним трудно выделить какие-либо изменения климата последнего тысячелетия из-за малой скорости накопления осадков, редких для таких задач образцов и, несомненно, отрицательной роли для выделения палеоклиматического сигнала озерного льда, который часто ложится на дно водоема. Однако на спорово-пыльцевой диаграмме выделяется период, более благоприятный для произрастания древесных растений, на глубине 50—60 см, что соответствует возрасту 3700—3100 лет.

Диатомовый анализ донных отложений проведен Л.А. Пестряковой по 18 образцам (через 4,5—7,4 см) части колонки из скважины № 1 (Большиянов и др., 2013). Длина колонки равна 94 см.

Выявленная диатомовая флора донных осадков озера Севастьян-Кюеле состоит из 72 видов, относящихся к 23 родам, 12 семействам, четырем порядкам и двум классам отдела *Bacillariophyta*. Все они относятся к современной флоре. Планктонные диатомеи составляют всего 3,2 % общего числа таксонов и представлены только *Aulacoseira subarctica* (O.Mull.) Haworth, *Aulacoseira lirata* (Ehr.) Sim. и *Cyclotella meneghiniana* Kutz. Наибольшее видовое разнообразие принадлежит бентосным диатомеям, составляющим 96,8 % общего количества таксонов: *Pinnularia* (семь видов), *Achnanthes*, *Eunotia* и *Cymbella* (по шесть), *Fragilaria*, *Gomphonema*, *Navicula* и *Neidium* (по пять), *Diploneis* (четыре), *Stauroneis* и *Amphora* (по три). Остальные роды (52,2 %) имеют по одному или два вида.

По составу и характеру экологических групп водорослей флора диатомей определяется как пресноводная, характерная для холодных и чистых, достаточно глубоководных водоемов с развитой литоральной зоной с кислой или слабощелочной реакцией среды.

По составу и характеру диатомовых комплексов в колонке отложений озера выделены четыре зоны (табл. 3.4 и рис. 3.18, 3. 19).

Таблица 3.4

Массовые виды диатомей, обнаруженные в донных отложениях озера Севастьян

Зоны по диатомеям		Интервал глубины, см	Доминанты	Субдоминанты
D-IV		0,0—18,5	<i>Caloneis bacillum</i>	<i>Stauroneis anceps</i> <i>S. phoenicenteron</i> <i>Sellaphora pupula</i> <i>Achnanthes bioiretti</i> <i>A. lanceolata</i> <i>Amphora fogediana</i> <i>Cymbella sinuata</i> <i>Eunotia praerupta</i> <i>Pinnularia microstauron</i>
D-III		18,5—24,0	<i>Aulacoseira subarctica</i> <i>Eunotia praerupta</i>	<i>Amphora ovalis</i>
		24,0—33,5	<i>Aulacoseira subarctica</i> <i>Sellaphora pupula</i>	<i>Stauroneis phoenicenteron</i> <i>Caloneis bacillum</i> <i>Amphora</i> sp. <i>Tabellaria flocculosa</i> <i>Pinnularia</i> sp.
		33,5—35,0	<i>Eunotia praerupta</i> <i>Aulacoseira subarctica</i>	<i>Cyclotella meneghiniana</i> <i>Stauroneis phoenicenteron</i> <i>Tabellaria flocculosa</i> <i>Cymbella sinuata</i>
D-II		35,0—40,0	<i>Aulacoseira subarctica</i> <i>Eunotia praerupta</i>	<i>Cymbella sinuata</i> <i>Stauroneis anceps</i> <i>S. phoenicenteron</i>
D-I	c	40,0—54,1	?	?
	b	54,1—80,0	?	?
	a	80,0—94,0	?	?

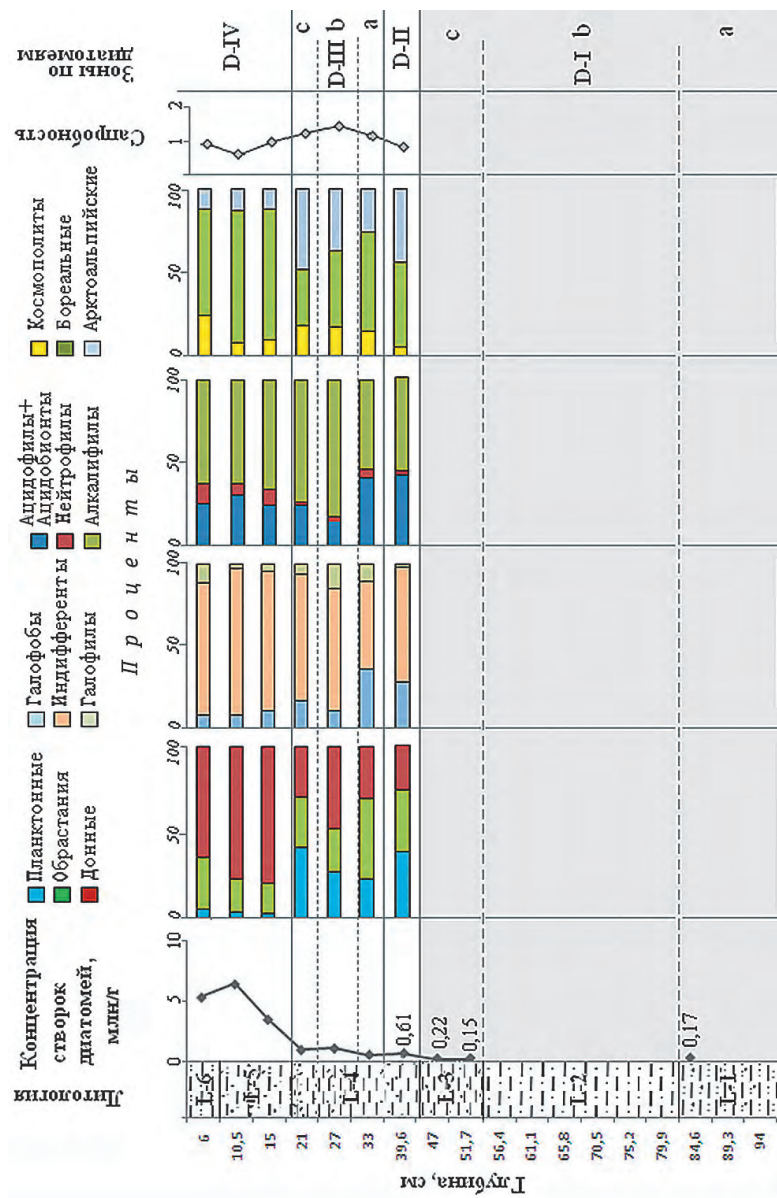


Рис. 3.19. Диаграмма эколого-географических характеристик диатомовых комплексов донных отложений озера Севаст'ян-Кюеле.

В слое по глубине 94—40,0 см (первая зона, D-I) донные отложения представлены глинистым алевритом, имеющим по глубине различный цвет и включения в виде песчаных и гравийных зерен и т.д.

В большинстве проб (55 %) содержание створок в образцах фрагментарное, что не позволяет идентифицировать их принадлежность к определенному роду. В остальных просмотренных пробах (45 %) были зафиксированы единичные экземпляры целых створок из родов *Eunotia* (*E. arcus*, *E. praerupta*, *E. serra*), *Cymbella* (*C. sinuata*), *Fragilaria* (*F. fulva*), *Meridion* (*M. circulare*), *Tabellaria* (*T. flocculosa*), *Navicula* (*N. jaernefeltii*), *Sellaphora* (*S. pupula*), *Diploneis* (*D. ovalis*). Фрагменты створок принадлежали эпифитным (*Cymbella*, *Eunotia*) и донным (*Pinnularia*, *Stauroneis*, *Neidium*, *Hantzschia*) формам. Из планктонных видов обнаружена только *Aulacoseira subarctica* (O.Mull.) Haworth.

Концентрация створок в слоях очень низкая, общий список диатомей не превышает 19 видов.

Фрагментарность обнаруженных створок, незначительное видовое разнообразие и низкая концентрация (порядка 0,001—0,22 млн в 1 г осадка) не позволяют заполнить эколого-географическую характеристику диатомовых комплексов данной зоны (D-I). Поэтому об условиях накопления нижних слоев осадков в водоеме можно говорить лишь предположительно.

По изменению численности и составу массовых видов следует условно выделить в пределах зоны D-I три локальные фазы.

В первой фазе (интервал 94 — 80 см, D-I-a) найдено всего десять видов с очень низкими показателями обилия. Концентрация створок низкая (до 0,17 млн в 1 г осадка). Среди обнаруженных видов часто встречаются *Eunotia praerupta* и *Cymbella sinuata*. Все они относятся к бентическим формам, характерным для почвенно-болотных биотопов.

Во второй фазе (интервал 80—54,1 см, D-II-b) представители диатомовой флоры практически не обнаружены.

В третьей фазе (интервал 54,1—40 см, D-I-c) концентрация створок диатомей составила 0,15—0,22 млн на 1 г осадка. Видовой состав увеличился на шесть таксонов за счет эпифитных (*Cymbella cistula*, *Meridion circulare*) и донных (*Caloneis bacillum*, *Diploneis ovalis*, *Sellaphora pupula* и *Stauroneis smithii*) видов.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что в это время в экосистеме водоема создались неблагоприятные условия для существования диатомей.

Выше по разрезу, на глубине 40,0—35,0 см (вторая зона, D-II) — в нижней части слоя коричневатого-темно-серого глинистого алеврита, обнаружено 19 видов диатомей. В слое осадков абсолютным доминантом становится *Aulacoseira subarctica* (O. Mull.) Haworth (до 33 %), вид, характерный для планктона олиготрофных вод. Он широко распространен и часто встречается преимущественно в литорали и пелагической зоне, главным образом, северных и горных водоемов. Из эпифитных в состав доминантов также входит *Eunotia praerupta* Ehrh. (до 21 %) — типичный вид для болотных биотопов. Субдоминанты — эпифитный вид *Cymbella sinuata* Greg., донные виды — *Stauroneis anceps* и *S. phoenicenteron*.

По сравнению с предыдущей зоной концентрация створок диатомей возрастает более чем в три раза (до 0,61 млн на 1 г). Все обнаруженные диатомеи преобладающие, большинство их индифферентны (до 66 %). В разрезе довольно много

галофобов (до 28 %) и мало галофилов (не более 2 %). Преобладающей группой диатомей являются алкалифилы (53 %), предпочитающие слабощелочную среду ($\text{pH} > 7$). Ацидофильные диатомеи дают до 41 % створок в осадках. Суммарный индекс сапробности равен 0,95.

В третьей зоне (D-III, глубина 35—18,5 см) по сравнению с предыдущей зоной (D-II) наблюдается незначительное увеличение численности диатомей (до 1,04 млн на 1 г), видовое разнообразие остается практически на том же уровне (17—19 видов). Характер донных отложений зоны D-III существенно не отличается и по-прежнему представлен глинистым алевритом (L-4) со слоями неравномерного чередования глины и алеврита различных оттенков и с примесями.

По-прежнему абсолютно господствует *Aulacoseira subarctica* (до 38 %), а *Eunotia praerupta* (до 22,5 %), доминирующий в нижних и верхних слоях, в слое 27—21 см заменен донным видом *Sellaphora pupula* (до 12,3 %) — широко распространенным пресноводно-солончатоводным видом, убиквистом. Список субдоминантов возрастает за счет донных форм (*Amphora ovalis*, *Caloneis bacillum*, *Pinnularia spp.*), планктонного *Cyclotella meneghiniana* и эпифита *Tabellaria flocculosa*. По-прежнему *Cymbella sinuata* и *Stauroneis phoenicenteron* остаются массовыми видами.

По изменению численности, составу массовых видов и по структуре эколого-географических показателей можно выделить в пределах зоны D-III отдельные фазы.

Первая фаза включает слои осадка (глубина 35,0—33,5 см, D-III-a), где найдено 19 видов диатомей. Концентрация створок по сравнению с предыдущей зоной D-II снижается (до 0,47 млн на 1 г). Доминирующий комплекс по-прежнему состоит из двух видов, но происходит изменение их количественного соотношения (*Eunotia praerupta* (до 22,5 %), *Aulacoseira subarctica* (до 13,5%)), а состав субдоминантов обогащается за счет планктонного галофильного вида *Cyclotella meneghiniana* и эпифитного галофобного *Tabellaria flocculosa*. В диатомовых комплексах преобладают эпифиты (до 47,2 %) и пресноводные индифференты (до 47,2 %). Наивысшей численности в это время достигают диатомеи кислых болотных сообществ. Индекс сапробности составляет 1,15.

Во второй фазе (глубина 33,5—24,0 см, D-III-b) отмечен высокий рост численности диатомей — до 1,04 млн на 1 г, а разнообразие их сокращается на два вида. Состав массовых видов пополняется за счет донных форм: *Sellaphora pupula* (до 12,3 %), пресноводно-солончатоводный вид, и *Caloneis bacillum*, пресноводный вид, широко распространенный на дне прудов, озер и рек. В целом в диатомовых комплексах преобладают донные (48,1 %), индифферентные (63 %) и алкалифильные (69,1 %) диатомеи. Доля участия холодноводных форм возрастает до 1,4 раза. Индекс сапробности составляет 1,45.

Третья фаза (глубина 24,0—18,5 см, D-III-c) характеризуется снижением численности диатомей (0,91 млн на 1 г) и повышением видового разнообразия (до 20 видов). В доминантах возвращается *Eunotia praerupta* (до 11,4 %); субдоминанты представлены только одним видом — *Amphora ovalis*, распространенным на дне стоячих водоемов. Содержание планктонных видов в осадках максимальное (40,9 %) при равной доле участия видов обрастателей и донных видов (примерно 29,5 % каждая группа). Возрастает доля участия индифферентных диатомей (до 72,7 %), ацидофилов (до 23,5 %) и арктоальпийских холодноводных форм (до 43,9 %). Индекс сапробности составляет 1,23.

В четвертой фазе (глубина 18,5—0 см, D-IV) в развитии диатомовых водорослей отмечены богатое видовое разнообразие (57 видов) и высокая концентрация их створок (до 6,44 млн на 1 г).

Донные осадки в фазе D-IV осадконакопления состоят из двух литозон: L-5 представлена глинистым алевритом черного цвета с примесью песчаных и гравийных зерен, L-6 также состоит из черного глинистого алеврита с редкой примесью песчаных зерен.

Максимум продуктивности диатомей в водоеме приходится на горизонт 11—6 см. Сохранность створок хорошая. Состав диатомового комплекса достаточно однороден в экологическом и стратиграфическом отношении.

Основу диатомовых ассоциаций по числу видов составляют роды: *Pinnularia* (семь видов), *Cymbella*, *Achnanthes* (по шесть), *Neidium* (пять), *Fragilaria*, *Navicula* (по четыре), *Amphora*, *Stauroneis* (по три). Остальные роды (около 62 %) являются одно-двухвидовыми.

Большинство обнаруженных диатомей являются пресноводными видами, характерными для озерно-болотных ценозов арктических районов Евразии.

В составе массовых видов *Caloneis bacillum* вновь появляется и в дальнейшем становится единственным и абсолютным доминантом (25—35 %). Большинство видов, входящих в субдоминирующий комплекс, предпочитают нейтрально-слабощелочную пресноводную среду (*Achnanthes bioiretti*, *A. lanceolata*, *Cymbella sinuate*, *Sellaphora pupula*, *Stauroneis phoenicenteron*); другая группа — ацидофильные виды, преимущественно развивающиеся в кислой среде с pH < 7 (*Stauroneis anceps*, *Pinnularia microstauron*).

В экологическом отношении господствуют представители бентоса. Их численность на данном этапе достигает максимального значения (65—80,4 %) за всю историю развития водоема. В составе диатомовой флоры абсолютно преобладают бореальные виды, содержание арктоальпийских форм снижается (9,8—11 %), а роль видов широкого географического распространения заметно повышается (6—22 %).

По результатам диатомового анализа можно выделить несколько этапов развития водоема начиная с временного интервала около 6000 лет назад. Диатомовые водоросли очень слабо представлены в интервале 80—54 см, что соответствует периоду 5—3,4 тыс. лет назад. Вероятно, этот период характеризовался суровыми климатическими условиями, когда водоем, промерзающий до дна и в современных условиях, не освобождался от льда окончательно в летние месяцы. Рост численности диатомей к рубежу 3000 лет назад, вероятно обуславливался потеплением, что видно и по составу спорово-пыльцевых спектров в интервале глубин 60—50 см, что соответствует возрасту 3,7—3,1 тыс. лет назад. Здесь же на спорово-пыльцевой диаграмме наблюдаются пики древесных пород. На рубеже 3000 лет назад в районе дельты реки Лены авторами отмечено заметное потепление климата, которое проявилось в продвижении границы леса вниз по реке Лене вплоть до острова Столб, расположенного на основном разветвлении дельты (Kuzmina, Bolshiyarov, 2002).

Очень заметным слоем с особым составом диатомей является интервал глубины 33,5—24 см, в котором осадки откладывались 2,1—1,5 тыс. лет назад. В составе диатомей резко сокращается содержание галлофобов и возрастает доля галофильных водорослей, а также резко возрастает доля водорослей, предпочитающих щелочную среду обитания. При этом численность пресноводных видов сокращается, но воз-

растает роль пресноводно-солоноватоводного вида *Sellaphora pupula* (до 12,3 %). Заметно увеличивается роль холодноводных видов, что свидетельствует о морском влиянии. В этот период, вероятно, усилилась связь озера с морем за счет подъема уровня последнего. Позднее вода становится менее соленой, щелочной и холодной.

Наибольший расцвет диатомовых водорослей, их разнообразия приходится на интервал глубины 11—6 см (700—380 лет назад), что свидетельствует о благоприятных климатических условиях. Позже наступил Малый ледниковый период, отмеченный резким уменьшением численности диатомовых водорослей. Этап потепления последнего столетия не зафиксирован, так как частота отбора образцов не позволила охарактеризовать такие короткие периоды развития озера.

Полученные палеоклиматические результаты необходимо сравнить с результатами других исследователей, работавших в районе озера Севастьян-Кюеле в 1990 г. (Grosswald et al., 1992). Ими с помощью грунтовых трубок были получены керны отложений из двух озер в окрестностях пос. Тикси — озера Ладанное в долине р. Хорогор, расположенного на расстоянии 5 км северо-западнее Тикси, и озера Севастьян-Восточное. Это озеро наиболее интересно для сравнения, поскольку расположено в пределах водосборной площади озера Севастьян-Кюеле (см. рис. 3.15) в непосредственной близости от последнего и его воды стекают в озеро Севастьян-Кюеле.

Длина озера Севастьян-Восточное по наибольшей оси составляет около 1 км. Оттуда упомянутыми выше авторами были отобраны несколько колонок донных отложений длиной до 1,5 м. Глубина воды в точках отбора составила 3,6 м (Grosswald et al., 1992). Была проанализирована колонка № 8 длиной 134 см. Авторы нашли в нижней части колонки (134—101 см) диамиктон, представленный темно-серым алевритом с фрагментами глинистых сланцев, и назвали его тиллом ледниковой лопасти, наступавшей с северо-востока — с шельфа моря Лаптевых. Бурение донных отложений озера Севастьян в двух точках, как указано выше, никакого тилла не обнаружило. Озерные глинистые алевриты на 15 см выше контакта с дочетвертичными породами насыщены обломками последних — сланцев и алевролитов. Никаких признаков морены в этом переходном слое нет. Да и как-то странно выглядит эти отложения, называемые мореной (всего 15—20 см диамиктона) Лаптевоморского ледникового щита.

Бурение четко показало, что переходный слой озерных отложений имеет очень малую мощность, в то время как упомянутые исследователи не имели возможности вскрыть коренные породы, что давало им право предположить какую-угодно мощность «морены». Кроме того «морена» с глубины 134—101 см содержит комплекс спор и пыльцы, характерной для лесотундры (Grosswald et al., 1992). Попытки объяснить этот факт переотложением пыльцы ледником из подстилающих осадков выглядит совершенно неубедительно. Датирование отложений (мхи из озерных осадков) также дало неоднозначный результат. Радиоуглеродная датировка с глубины 96—101 см показала возраст 8500 лет, а с глубины 84—85 см — 3980 лет. Первая из этих датировок выглядит более убедительной, так как она близка началу голоцена, который выявляется по спорово-пыльцевым данным, как и в скважине № 1 в озере Севастьян. Вторая датировка, вероятнее всего, неправильно отражает возраст озерных осадков. Дело в том, что скорость осадконакопления в озере Севастьян-Восточное в интервале глубины 100—85 см получается очень низкой — 0,03 мм/год за период 4500 лет (8500—4000 лет назад). При этом по спорово-пыльцевым данным этот интервал отличается максималь-

но благоприятными для произрастания березы и ольховника условиями в голоцене. Значит, это было максимально теплое время, а в теплый период голоцена скорость осадконакопления в озере не могла быть минимальной за рассматриваемый период времени. Вышележащие отложения (84—0 см) при явном ухудшении климатических условий, что следует из спорово-пыльцевых данных, откладывались в течение 4000 лет со скоростью на порядок большей — 0,2 мм/год.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод о том, что датировка отложений на глубине 84—85 см в 3980 лет не соответствует действительности. Это означает, что наиболее теплый период голоцена относится ко времени, близкому к 8500 лет назад, что соответствует и данным по скважине № 1 в озере Севастьян-Кюеле. Заключение о климатическом оптимуме голоцена 6500 лет назад по данным из колонки озера Ладанное не обосновано, так как колонка достигла только глубины осадка, датированного возрастом 6500 лет и не вошла в более глубокие слои осадка, которые накапливались в начале голоцена. Если скорость осадконакопления в озере Севастьян-Восточное составляла 0,12 мм/год, что соответствует датировке осадков 8500 лет на глубине 101—96 см, то заметное потепление, отмеченное спорово-пыльцевыми спектрами на глубине 40—20 см, произошло в интервале времени 3300—1700 лет назад. Однако по данным спорово-пыльцевого анализа колонки из скважины № 1 такое потепление наступило 3700—3100 лет назад. Спорово-пыльцевые данные колонок из озер Севастьян-Кюеле и Севастьян-Восточное в целом достаточно похожи как по составу спектров, так и по изменениям в составе растительности в бассейне озера в течение голоцена. Эти данные также хорошо отмечают начало голоцена.

Таким образом, бурение осадков озера Севастьян-Кюеле показало, что озеро образовалось около 13 тыс. лет назад. Никаких следов оледенения на дне озерной котловины не обнаружено. Наиболее теплое время голоцена наступило в пребореале и бореале. В атлантическое время голоцена (5—3,4 тыс. лет назад) было достаточно холодно, что вызывало сохранение ледяного покрова на озерах в течение длительного времени. Заметное потепление фиксируется осадками возрастом, близким к 3000 лет. Существенное событие произошло около 2000 лет назад, когда в озеро проникали морские воды. Высота подъема уровня моря Лаптевых тогда составляла около 10—12 м, что не приводило к полному затоплению озера, и оно продолжало существовать как озеро, но в нем появились солоноватоводные виды диатомей, воды стали более щелочными. Трансгрессия длилась, по-видимому, несколько сотен лет. Разброс датировок вполне объясним трудностями построения модели скорости осадконакопления и ошибками датирования.

Донные отложения других озер района дельты реки Лены

В ходе российско-германской экспедиции «Лена-2009» в нижнем течении реки Лены выполнен меридиональный вертолетный маршрут (73—69° с.ш.) с целью проведения палеолимнологических исследований в разных природных зонах региона моря Лаптевых. Проведены комплексные полевые исследования десяти озер с отбором кернов донных отложений (Савельева и др., 2011). Для первоочередного изучения были выбраны три колонки из озер Безрыбное, Эльгене-Кюеле и Сысы-Кюеле, расположенных в арктотундровой, лесотундровой и северотаежной ботанико-географических подзонах (рис. 3.20).

Озеро Сысы-Кюеле (координаты 69°24'17,5" с.ш., 123°49'40,5" в.д.) имеет эрозионно-термокарстовое происхождение и расположено на левом склоне долины реки



Рис. 3.20. Схема расположения исследованных озер в нижнем течении р. Лены.

Лены в подзоне северной тайги, которая представлена лиственнично-кустарниковым редколесьем. Керн PG1984 мощностью 121 см был отобран в центральной части озерной котловины. Снизу вверх по разрезу выделяется четыре литологические разности, которые фиксируют переход от минеральных отложений к биогенным: 121—113 см — неясно слоистый серый алеврит; 112—110 см — неясно слоистый коричневатого-серый гиттиевый алеврит; 110—80 см — однородная серовато-коричневая алевритистая гиттия; 80—0 см — однородная коричневая гиттия (рис. 3. 21).

Выделенные литологические разности хорошо согласуются с кривой содержания общего углерода, значения которого возрастают снизу вверх от 2,5 до 30 %. При этом соотношение между содержанием углерода и азота, свидетельствующие о вкладе автохтонного и аллохтонного компонентов в состав органического материала, на протяжении всего разреза сильно варьирует — от 3 до 12. Гранулометрический состав не является показательным для данных отложений: соотношение основных фракций практически не меняется, преобладает алеврит.

По результатам спорово-пыльцевого анализа было выделено шесть палинозон, на основе которых реконструирована растительность от зоны арктической тундры до разреженной северной тайги. Границы палинозон довольно хорошо согласуются с другими показателями. Количество пыльцы древесно-кустарниковых пород в верхней части разреза составляет 85 %, причем такое соотношение (80 % древесных, 20 % травянистых) сохраняется практически на всем протяжении колонки выше 110 см. На глубине 110 см зафиксирована резкая смена спорово-пыльцевых спектров с господством пыльцы трав, представленной злаковыми, осоковыми, полынями, маревыми, лютиковыми и др., на спектры, в которых преобладают кустарниковые виды берез, ольховник, ива, присутствуют древовидные

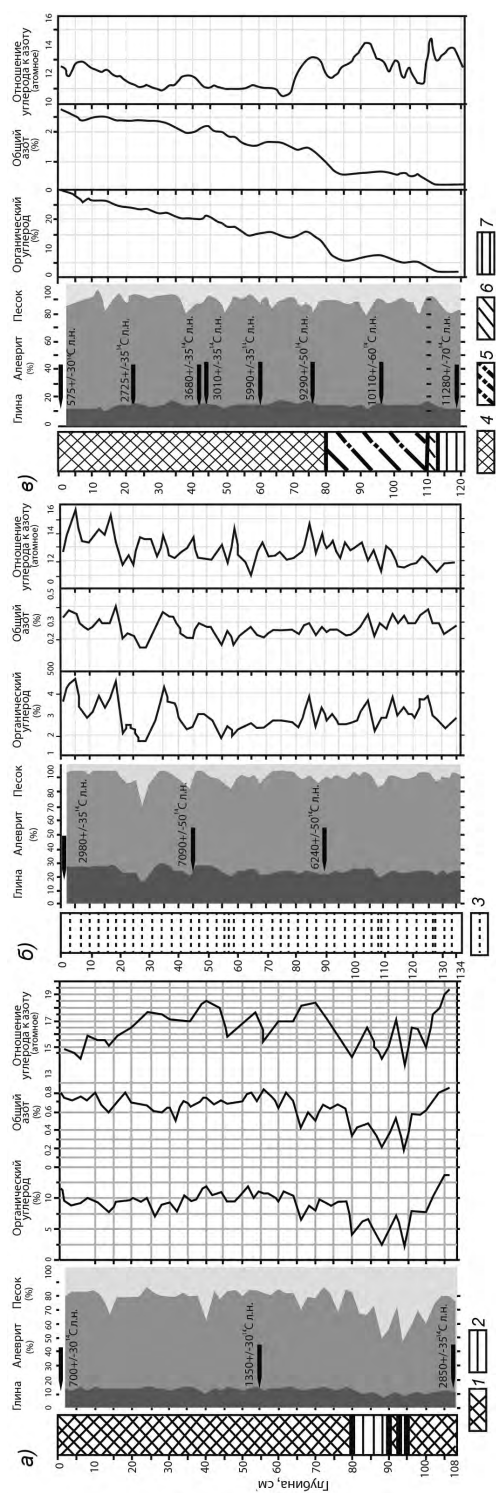


Рис. 3.21. Спорово-пыльцевые диаграммы и колонки донных отложений из озер Безрыбное (а), Эльтене-Кюеле (б) и Сысы-Кюеле (в). 1 — глинисто-песчаный алевроит с детритом мха; 2 — песчанистый алевроит; 3 — клинистый коричневый алевроит с прослоями песка; 4 — коричневая гиттия; 5 — алевроитистая серовато-коричневая гиттия; 6 — неясно слоистый гиттиевый алевроит; 7 — неясно слоистый серый алевроит.

формы берез, появляется пыльца лиственницы. Этот ярко выраженный переход от зоны арктической тундры к зоне южной тундры или даже лесотундры согласуется с границей плейстоцена и голоцена.

Для образца с глубины 118,5—119 см получен прямой некалиброванный радиоуглеродный возраст $11\,280 \pm 70$ лет назад, который хорошо согласуется с результатами спорово-пыльцевого анализа. Всего для этого разреза получено восемь радиоуглеродных датировок. В работе Biskarbon et al. (2013) построена модель скорости осадконакопления в озере и на основании диатомового анализа сделан вывод о том, что озеро образовалось около 13 тыс. лет назад, а 7,1 тыс. лет назад началось потепление, кульминация которого пришлась на период 5,7—2,8 тыс. лет назад, после чего произошло похолодание климата. Кроме диатомового анализа, использовались геохимические показатели, и заключение выглядело бы обоснованным, если бы не модель возраста. Дело в том, ряд из восьми датировок имеет две инверсии возраста (см. рис. 3.21а), но даже не они показывают ошибочность возрастной модели. В соответствии с такой возрастной моделью нормальная скорость осадконакопления отмечается в нижней части колонки, в которой достаточно минеральных частиц. Эта скорость составляет 0,2—0,25 мм/год и относится к отложениям границы плейстоцена и голоцена. Выше накапливалась сплошная гиттия, и здесь скорость осадконакопления в озере снижается на порядок, что чрезвычайно странно для накопления гиттии в условиях лесного озера. Особенно резок переход в датировках отложений на глубине 76 и 60 см (9290 и 5990 лет назад соответственно). На этом интервале скорость осадконакопления составила всего 0,05 мм/год. Здесь же на глубине отложений от 76 см до их поверхности имеются две инверсии возраста, и, в частности, поверхностный осадок имеет возраст 575 лет.

Инверсии возраста осадков и малая скорость накопления гиттии объясняются строением верхней части грунтов озера. Илы очень сильно обводнены с поверхности, на что указали разные отметки дна, измеренные эхолотом (2,5 м) и поднятым тросом якоря (4 м) в точке отбора колонки отложений. Также из озера не удалось отобрать ни одной поверхностной колонки донных отложений: они вываливались из грунтовой трубки, не дойдя до поверхности воды при подъеме. Все эти факторы позволяют предположить, что трубкой, забитой в грунт, подняты действительно осадки периода окончания плейстоцена и обводненные, переотложенные осадки голоцена. Геоморфологическое положение озера объясняет эту особенность донных отложений озера. Дело в том, что на карте и снимках озера хорошо видно, что этот водоем располагается в долине, по которой периодически открывается сток, и озеро становится сильно проточным. Поэтому, по мнению авторов настоящей работы, верхняя часть поднятой колонки из озера Сысы не может быть использована для палеоклиматических реконструкций вследствие описанных особенностей, приводящих к значительным перемещениям уже отложившихся осадков.

Озеро Эльгене-Кюеле (координаты $71^{\circ}17'39,7''$ с.ш, $125^{\circ}33'01,7''$ в.д.), имеющее эрозионно-термокарстовое происхождение, расположено в низовьях реки Лены между плато Кыстык и кряжем Чекановского почти на границе южной ерниково-кустарничково-моховой тундры и лиственничной лесотундры (Савельева и др., 2011). Притоков у озера нет. Максимальная измеренная глубина в центральной части вытянутой с северо-запада на восток котловины составила 5 м; отсюда и была отобрана колонка донных отложений PG1975-1 длиной 136 см (см. рис. 3.21 б).

Вскрытые осадки представлены коричневатым слоисто-глинистым алевритом с песчаными прослоями, источником которых, по-видимому, являются породы ледового комплекса. Ледовый комплекс в настоящее время активно разрушается и сохранился лишь на западном и северном берегах озера, где развиты глубокие термоабразионные ниши. Содержание общего углерода в осадках колеблется от 1,5 до 4,5 %. Характер его распределения по разрезу находится в обратной зависимости от содержания песчаной фракции и отражает гранулометрический состав отложений. Соотношение между содержанием углерода и азота варьирует в пределах от 11 до 15 и в среднем указывает на примерно равные доли автохтонного и аллохтонного компонентов в составе органического вещества.

Палинологические исследования также показывают небольшую изменчивость спорово-пыльцевых спектров по разрезу, как и в осадках предыдущего озера. Следует отметить закономерное повышение содержания пыльцы древесно-кустарниковых растений (до 65 %) и наличие пыльцы лиственницы, распределение которой по разрезу позволило выделить четыре палинологические зоны. Палинозоны 1 и 2 с максимальным участием пыльцы этой древесной породы отражают наиболее благоприятные условия формирования осадков, когда существовало березово-лиственничное редколесье. По данным гранулометрического анализа в это время гидрологический режим был контрастным. В данной обстановке осадконакопления это можно объяснить лишь периодическим образованием и таянием снежников на склонах водосбора, которые можно наблюдать до середины лета и в настоящее время. В палинозоне 3 пыльца лиственницы почти исчезает из пыльцевых спектров, что можно интерпретировать как дальнейшее похолодание, приведшее к замещению лесотундры растительностью южной тундры. Это происходило на фоне более стабильного и менее активного гидрологического режима, запечатленного литологическими показателями, и, вероятно, свидетельствует об отсутствии значительных эпизодов таяния снежников, а значит, и о более суровых условиях.

Спорово-пыльцевые спектры зоны 4 характеризуют современную растительность, близкую к лесотундровой. Однако полученные данные о гранулометрическом составе и геохимических показателях не фиксируют заметных изменений. В основании разреза на глубине 134—135 см были получены две радиоуглеродные датировки. Одна по гуминовым кислотам около 6000 лет назад, другая по щелочному остатку около 9600 лет назад. Такой разброс возраста не позволяет использовать их при интерпретации. Другие датировки из колонки также имеют совершенно ненормальное распределение. Поверхностный осадок датирован возрастом около 3000 лет. По-видимому, в озерных осадках много переотложенной органики из разрушающегося ледового комплекса пород.

В настоящее время возрастная модель осадконакопления в озере построена быть не может из-за невозможности использования радиоуглеродных датировок и недостатка других данных хотя бы о скорости современного осадконакопления. Спорово-пыльцевые данные показывают похолодание климата только в зоне 3, которая может быть пока отнесена ко времени Малого ледникового периода.

Озеро Безрыбное расположено в южной части о. Арга-Муора-Сисе дельты реки Лены (координаты 73°11'48,2" с.ш., 124° 37'13,0" в.д.), в подзоне арктической тундры, и имеет гляциокарстовое происхождение. Озеро расположено в термокарстовой котловине и имеет связь с сопредельными озерами на других высотных от-

метках. Рельеф термокарстовых котловин показывает, что в определенные моменты времени озеро было более обширным и глубоководным благодаря соединению озер в один бассейн. Керна PG1972-1 мощностью 108 см отобран из центральной, наиболее глубоководной части озерной котловины, максимальная измеренная глубина которой составила 6,5 м. Пробы на различные виды анализов были отобраны с разрешением от 0,5 до 4 см. В целом отложения очень однородны и представлены грубым моховым детритом в песчанисто-алевритовом заполнении, однако ниже отметки 80 см — в интервале глубины от 80 до 90 и от 93 до 95 см — наблюдается увеличение минеральной составляющей. В этих же интервалах фиксируются изменения гранулометрических и биогеохимических показателей. В гранулометрическом составе увеличивается доля песчаной фракции, что приводит к снижению общего содержания углерода. Результаты гранулометрического анализа свидетельствуют об эоловом и эрозионном поступлении минерального вещества. Увеличение содержания песка может свидетельствовать об усилении неравномерности гидрологического режима, которое приводило к более интенсивному размыву песчаных отложений на поверхности водосбора. Относительно высокое содержание органического вещества (до 15 %) по всему разрезу объясняется интенсивным поступлением его с суши (в осадках присутствует большое количество слабо разложившихся зеленых мхов).

Результаты спорово-пыльцевого анализа (Савельева и др., 2011) показывают, что соотношение между группами древесно-кустарниковых пород и трав меняется слабо и колеблется в пределах от 45 до 55 % на протяжении всей вскрытой толщи осадков. Сравнение ископаемых и субрецентных спектров донных отложений с современной растительностью показывает, что формирование осадков происходило в условиях, близких к современным. Следует отметить факт наличия пыльцы берез, осоковых и злаковых в скоплениях по пять и более зерен в интервале глубины от 50 до 100 см. По мнению палинолога (Савельева и др., 2011) это может указывать на высокую скорость захоронения несозревшей пыльцы.

Выявить взаимосвязь между результатами палинологического, геохимического и гранулометрического анализа не удалось. Также достаточно трудно выявить климатический сигнал из хорошо проведенного диатомового анализа колонки (Biskarbon et al., 2013). Из диатомового анализа следует, что на протяжении трехтысячелетней истории развития озера речные воды в него никогда не попадали, так как в осадках отсутствуют дисковидные диатомеи, характерные для ленских вод.

Большое значение имеет определение возраста образования озера. Радиоуглеродная датировка самых нижних слоев отложений колонки показала возраст 2885 ± 35 лет назад, отложения с глубины 54—55 см имеют возраст 1305 ± 30 лет назад, а самый верхний слой осадка датирован возрастом 700 ± 30 лет назад (Biskarbon et al., 2013). Датировки показывают, что скорость осадконакопления в озере изменялась в пределах 0,3—0,4 мм/год. Нижние слои осадка характеризуются наибольшим содержанием органического углерода, сравнительно высокой концентрацией пыльцы березы в спорово-пыльцевом спектре и наибольшим количеством песчаных частиц в осадках. Все это вместе может свидетельствовать о том, что во время и сразу после образования термокарстового озера Безрыбного существовали благоприятные климатические условия.

Из выбранных для палеоклиматических исследований трех описанных озер ни одно не может быть использовано для таких целей, поскольку процесс осадконако-

пления в каждом из них происходил сложным, до сих пор не выясненным путем. Однако из фрагментарных данных и результатов изучения озер в целом можно извлечь информацию о климатических условиях начального периода образования озер на водоразделах около 13 тыс. лет назад, этапе образования озер на о. Арга около 3 тыс. лет назад и похолодании в Малый ледниковый период.

Палеоклиматические события голоцена по данным изучения четвертичных отложений

Теплые условия начала голоцена в районе дельты реки Лены подтверждаются находками древесины березы и лиственницы в голоценовых отложениях. Возраст древесины березы с хорошо сохранившейся корой из бровки уступа размыва о. Курунгах в вершинной части дельты 8610 ± 70 лет назад (ЛУ-4549). В склоновой фации алевритов долины ручья Чокуурдаах, впадающего в Ванькину губу (п-ов Широкостан в юго-восточной части моря Лаптевых) обнаружена часть белоствольной березы, росшей на склоне долины ручья, которая датирована возрастом 8950 ± 100 лет назад (Тараканов, Бирюков, 1974). Возраст вертикально стоящего ствола лиственницы, обнажающегося из серых песчаных алевритов на северо-восточном берегу термокарстового озера на Быковском полуострове на расстоянии 6 км к юго-западу от маяка «Ледник» ($71^{\circ}45'$ с.ш., $129^{\circ}16'50''$ в.д.), составляет 8690 ± 10 лет назад (ЛУ-4292). Потепление и незначительное движение границы леса на север около 3000 лет назад фиксируется отложениями первой террасы о. Арга-Билир-Арыта, находящегося вблизи вершины дельты реки Лены ($72^{\circ}21,713'$ с.ш., $126^{\circ}19,588'$ в.д.). Он сложен слоистыми осадками эстуарного типа и сверху аллювиальными осадками. В семи-метровом разрезе на глубине 0—0,9 м обнажаются пески кварцевые, переслаивающиеся с алевритовыми песками и растительными остатками. Слоистость косая и перекрестная. Радиоуглеродный возраст осадков 540 ± 60 лет назад (ЛУ-4565).

Подстилающая толща горизонтального переслаивания серого алеврита и алевритового песка со слоями растительных остатков имеет мощность 1,7 м. Толщина минеральных прослоев не превышает нескольких сантиметров, а органические остатки составляют более 60 % пачки отложения.

Нижняя пачка отложений состоит из горизонтального переслаивания тонких и крупнозернистых песков толщиной до 20—50 см с алевритовыми слоями толщиной 10—15 см. Алевриты содержат значительное количество растительного детрита, и они утоняются вверх по разрезу. Растительный детрит из основания видимой части пачки датирован радиоуглеродным возрастом 3170 ± 50 лет назад (ЛУ-4609). Осадки и фоссилии этой пачки отложений (4,2—2,8 м над рекой) формировались в условиях поймы около 3000 лет назад. Средняя пачка отложений (2,8—1,1 м), богатая растительными остатками, как слоенка, откладывалась в эстуарных условиях. Верхний слой осадков (1,1—0,2 м) откладывался в реке близко к ее стрежню.

Как показали исследования спектров ископаемых жуков (Kuzmina, Bolshiyanov, 2002), наибольшее количество остатков (97 остатков, соответствующих 68 особям 42 видов) приурочено к основанию нижней пачки отложений. Распределение видов жуков по экологическим группам показывают значимую долю таежных обитателей (13 %). К ним добавляются жуки водные (4 %) и прибрежные (14 %), которые также обитали, скорее, вблизи леса, нежели в открытых условиях тундры (Kuzmina, Bolshiyanov, 2002). Хорошая сохранность жуков говорит о том, что они были захоронены вблизи леса без далекого переноса. По соотношению видов в спектре сделан вывод о том,

что в нем присутствуют лесные виды, в том числе термофильные, которые обитали в тайге с вертикальной зональностью, водные виды по берегам лесных водоемов и рек и виды жуков, типичные для лесотундры. Трудно предположить, что лесной комплекс жуков был переотложен издалека. Таким образом, сделан вывод о том, что около 3000 лет назад лес был близок к о. Арга-Билир-Арыта. В настоящее время низкорослые лиственничные редколесья развиты на расстоянии 50 км выше по реке, на о. Тит-Ары.

На этом же острове, в его северной части, рядом с поселком на площадке первой террасы ветром обнажены стволы лиственницы диаметром до 40 см в основании. Современные деревья южной части острова значительно мельче. В развешенной террасе обнаружены остатки откопанного леса, радиоуглеродная датировка древесины которого показала возраст 2920 ± 70 лет назад (ЛУ-4919). Другие исследователи считают, что наиболее молодые остатки лиственницы найдены южнее границы леса (о. Тит-Ары) и датируются возрастом 5000 лет (Andreev et al., 2004).

Изучение ледяных жил первой террасы реки Лены с помощью изотопно-кислородного метода и радиоуглеродного датирования вмещающих жилы отложений позволило проследить колебания климата за последние 6 тыс. лет (из доклада Х.Майера и А.Деревягина на российско-германском совещании, 12.11.2010). Зимняя температура воздуха по этим данным изменялась от минимальных значений около 6 тыс. лет назад к заметному потеплению около 3 тыс. лет назад и кульминациям потепления около 2000 и 1000 лет назад и к похолоданию в период 2000 и 1000 лет назад и сильному похолоданию Малого ледникового периода 300—400 лет назад.

Таким образом, есть несколько независимых свидетельств (древесина с о. Тит-Ары и лесные спектры жуков отложений о. Арга-Билир-Арыта, ледяные жилы первой террасы дельты), подтверждающих, что около 3000 лет назад лес продвигался к северу на расстояние до нескольких десятков километров относительно современного его положения. Эти же тенденции потепления климата около 3000 лет назад обнаруживаются в осадках озер Севастьян-Кюеле и Николай-Кюеле На о. Большой Ляховский в осадках, датируемых периодом 3,7—3,3 тыс. лет назад, возрастает роль пыльцы карликовой березы (Andreev et al., 2011), что также указывает на потепление климата, правда не в районе дельты реки Лены, но на побережье моря Лаптевых. После этого события климат холодал и теплел снова около 1000 лет назад по данным из осадков озера Николай-Кюеле (скважина А-1). Малый ледниковый период имел место в районе дельты реки Лены и был одним из заметных событий климатической истории голоцена в этом районе.

Общие результаты по району дельты реки Лены

Собранные результаты изучения озерных осадков и четвертичных отложений в районе дельты реки Лены свидетельствуют о том, что голоцен в дельте начался потеплением климата. В связи с разбросом датировок донных озерных отложений точное время определения климатического оптимума по ним получить затруднительно. Однако в настоящее время уже неодионочные находки и датировки стволов берез и лиственниц в вершине дельты, на Быковском полуострове и на побережье Ванькиной губы показывают, что граница леса сдвигалась в дельту и на сопредельные пространства 8,9—8,6 тыс. лет назад. Интересно, что в том же месте Быковского п-ова ($71^{\circ}45'$ с.ш., $129^{\circ}16'50''$ в.д.), где был найден вертикально стоящий ствол лиственницы возрастом 8690 ± 10 лет назад, найдены и датированы возрастом 8080 ± 120 лет назад остатки лося (личное сообщение Т.А. Кузнецовой).

Таким образом, есть основания предполагать явное передвижение на север в дельте границы леса именно в этот период голоцена. При этом лес, произраставший тогда в вершинной части дельты, был не только лиственничным, но и березовым. Никаких признаков более теплых условий в период голоцена в дельте пока не обнаружено. Можно считать, что климатический оптимум голоцена относится к периоду 8900—8000 лет назад. На более северных территориях (о. Котельный) климатический оптимум голоцена имел место 9600—9000 лет назад, а на архипелаге Северная Земля — 10 000—9500 лет назад, что согласуется с выдвинутым ранее предположением о том, что потепление на территории евразийских арктических архипелагов в самом начале голоцена было обусловлено прорвавшимися в Северный Ледовитый океан теплыми атлантическими водами (Большаков, 2006).

В середине голоцена, в период 5000—3400 лет назад, в соответствии со всеми выше обсужденными данными произошло похолодание. Хирономиды и пыльца из отложений озера Николай-Кюеле свидетельствуют о похолодании в середине голоцена и нестабильности климата, проявлявшегося в резких колебаниях температуры воздуха и количества осадков, причем на интервалах времени в несколько сотен лет. Диатомовые водоросли в это время в озере Севастьян-Кюеле практически не развивались. Можно предположить, что это озеро редко вскрывалось от ледяного покрова даже в летние сезоны, а в зимние и переходные сезоны промерзало до дна. Возможно, резкие колебания в спорово-пыльцевой диаграмме и составе хирономид, часто противоречащие друг другу, которые имеют место в осадках озера Николай-Кюеле, также имеют отношение к резко возрастающей роли ледяного покрова, а возможно, и к возникавшим на о. Арга местным ледникам и снежникам.

Явное потепление климата и возобновившееся движение границы леса на север — к вершине дельты — фиксируются откопанными пнями лиственниц на о. Тит-Ары, лесными видами жуков в отложениях о. Арга-Билир-Арыта, возрастанiem роли древесных видов в донных отложениях озера Севастьян-Кюеле, образованием термокарстового озера Безрыбного на о. Арга, повышением зимней температуры воздуха, выявленном при изучении ледяных жил первой террасы дельты. Все эти события близки к рубежу 3000 лет назад. Однако выдвигание леса на север не достигло таких масштабов, как в период 8000—8900 лет назад, когда наряду с лиственницей лесообразующей породой была береза.

Осадки озера Николай-Кюеле, по данным работы Schwamborn et al. (2002), свидетельствуют о некотором похолодании климата 2000 лет назад и потеплении около 1000 лет назад. Затем, во второй половине последнего тысячелетия, наступил Малый ледниковый период, который проявляется даже в не слишком детальных анализах донных отложений изученных озер. Представления о колебаниях климата голоцена приведены в виде палеоклиматической кривой на рис. 3.22. Исходя из современных значений температуры воздуха в июле (в полярных пустынях 1—2 °С, арктических тундрах 2—4 °С, типичных тундрах 4—6 °С, южных тундрах 6—10 °С, лесотундре 10—12 °С, северной тайге 12—16 °С) можно приблизительно восстановить и колебания летней температуры воздуха в районе вершины дельты реки Лены (см. рис. 3.22).

Исследования последних лет позволили пополнить наши знания о палеоклимате региона моря Лаптевых в период раннего голоцена и убедиться в том, что представление о колебаниях климата в последние 10 000 лет, основанное на данных, полученных ранее, в конце XX века (см. п. 3.2.1, рис. 3.12), не сильно отличается от современного.

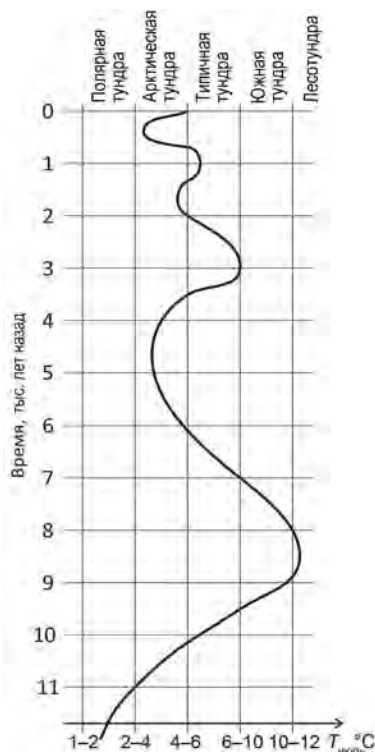


Рис. 3.22. Колебания климата в период голоцена в районе дельты реки Лены.

3.2.3. Архипелаг Северная Земля

Острова архипелага Северная Земля не богаты четвертичными отложениями. Историю развития природной среды приходилось восстанавливать по небольшим разрезам рыхлых отложений, а голоценовые колебания климата — по колонкам озерных отложений (Большаинов, Макеев, 1995). Долгое время на архипелаге не удавалось найти отложений, которые могли бы осветить климат архипелага в течение голоцена. Это объективная трудность обусловлена физико-географическими и палеогеографическими условиями высокоширотного архипелага. Ледники, и в настоящее время занимающие почти половину площади архипелага, сдерживали распространение растительности, а осадконакопление развивалось в приледниковых бассейнах, которые в результате частых спусков воды и последующего распространения на их площади новых снежных и ледяных полей не сохраняли отложений — летописи природы. Палеоклиматическая летопись по ледяным кернам, добытым из крупнейших ледников Северной Земли (ледниковых куполов Академии наук и Вавилова) также прерывиста из-за уничтожения части информации в результате периодического таяния ледников даже на высоте до 1000 м над уровнем моря.

Лишь во втором десятилетии XXI столетия в связи с возобновлением исследований на архипелаге Северная Земля изучение перигляциала продолжилось, и на острове Большевик вблизи стационара ААНИИ «Ледовая база «Мыс Баранова»» было найдено озеро Твердое, изучение донных отложений которого позволило вписать в летопись природы Северной Земли новые страницы ее истории периода голоцена.

Озеро Изменчивое

Озеро Изменчивое расположено на расстоянии 4 км к югу от ледника Вавилова и занимает часть структурно-денудационной котловины (рис. 3. 23). Площадь озера по данным аэрофотосъемки в 1957 г. составляла 10,6 км², средняя глубина в конце XX столетия — 4,7 м, наибольшая — 18,5 м, объем воды — около 40 млн м³. Ежегодное (с 1952 по 1982 г.) сокращение площади озера за счет наращивания конуса выноса впадающих проток составляло 0,012 км² (Большаинов, 1985). Сток воды и наносов в озеро полностью определяется таянием ледника Вавилова в течение двух с половиной, максимум трех, месяцев в году. Чистые талые воды ледника низвергаются с ледниковых обрывов и стекают по винтообразным в плане ледяным каньонам глубиной до 1 м. У подножия ледника потоки воды группируются в водотоки, которые эродируют подстилающие рыхлые отложения и дочетвертичные породы, насыщаясь взвешенными и влекомыми наносами. Измерение стока воды и наносов производилось в теплые сезоны 1979 и 1981 гг. Также были проведены исследования распределения наносов по озерной котловине путем измерения мутности воды и установки осадкоулавливателей в разных котловинах озера (Большаинов, 1985).

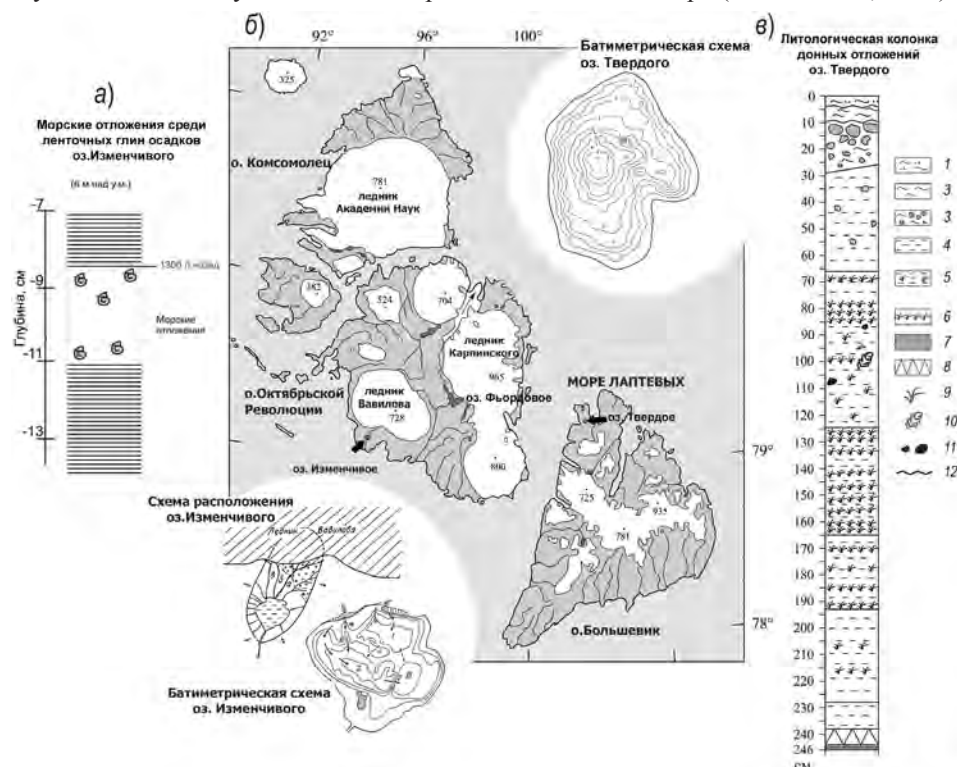


Рис. 3. 23. Озера Твердое и Изменчивое.

а — колонка отложений озера Изменчивого, б — расположение и батиметрическая схема озер, в — колонка отложений озера Твердого.

1 — песчаный алеврит, 2 — алеврит, 3 — прослой глинистых окатышей с матриком из алеврита, 4 — алевритистый пелит, 5 — алевритистый пелит с включением плохо разложившихся растительных макроостатков, 6 — прослой плохо разложившегося растительного детрита, 7 — плотная тонкослоистая глина, 8 — горизонт размыва, 9 — единичные включения растительных макроостатков, 10 — единичное включение неразложившегося фрагмента мха, 11 — включения гравия/гальки, 12 — несогласная граница.

Гидрометеорологические работы сопровождались отбором десятков кернов озерных отложений, основной особенностью которых является ленточная слоистость, формирующаяся из-за неравномерности гидрологического режима озера. Подсчет ежегодно откладывавшегося осадка в озере позволил определить скорость осадконакопления, которая составила в центральной котловине озера 0,7—0,8 мм/год, в северной 70—90 мм/год. Сток наносов в озеро настолько велик, что при наблюдаемом режиме стока озеро перестанет существовать через 1500 лет.

Ленточные глины позволили проследить историю озера как пресноводного водоема на 1500 лет назад. Ленточные глины верхних 1,2 м отложений сформировались именно за этот промежуток времени. Под пресноводными ленточными осадками залегают 3 м морских отложений, которые сформированы в результате морской трансгрессии, поднявшей уровень моря не менее чем на 10 м. Фораминиферы и остракоды, обнаруженные в глинисто-алевритовых осадках, доказывают проникновение морских вод в котловину озера около 2000 лет назад (Большаянов, Макеев, 1995). Под морскими осадками снова залегают ленточные глины пресноводного бассейна и снова морские отложения, свидетельствующие о колебаниях уровня моря и периодическом проникновении морских вод в котловину озера.

Спорово-пыльцевых данных оказалось недостаточно, чтобы сделать выводы о развитии растительности во время осадконакопления в озере Изменчивом. Однако выявленная четкая зависимость толщины годового слоя осадков озера от количества воды и наносов, поступающих в озеро, которое, в свою очередь, находится в прямой зависимости от температуры воздуха, позволили определить летнюю температуру воздуха за последние 1000 лет. Такая уникальная возможность стала реальной в результате сочетания следующих факторов: гидрометеорологические наблюдения на озере в течение летних сезонов 1979 и 1981 гг., непрерывные метеорологические наблюдения на леднике Вавилова во время действия там гляциологического стационара ААНИИ в 1976—1989 гг., данные наблюдений с 1946 г. на метеостанции Остров Голомянный, расположенной на расстоянии 100 км к западу от озера.

Толщина годовых слоев донных отложений озера Изменчивого в верхнем слое осадков центральной котловины толщиной 1,3 м есть функция летней температуры воздуха, чувствительным показателем которой является средняя температура воздуха в июле на метеостанции Остров Голомянный. Из этой закономерности выведено следующее уравнение регрессии:

$$t = 0,9H + 0,5,$$

где t — средняя температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в июле в районе метеостанции Остров Голомянный; H — толщина годового слоя осадков в озере Изменчивом (мм).

На построенной палеотемпературной кривой (рис. 3.24) видны летние потепления и похолодания на протяжении 1200 лет, разделенные вертикальными линиями, соответствующими средней многолетней толщине годового слоя осадков (1 мм) и современной средней многолетней температуре в июле в исследуемом районе ($1,5^{\circ}\text{C}$).

На кривой отчетливо выделяются два периода похолоданий (IX—X и XV—XVIII века), последнее из которых относится к Малому ледниковому периоду, и два периода потеплений (X—XIV и XIX—XX века). Помимо главной периодичности в изменчивости климата, в пределах каждого из выделяющихся интервалов времени существовала периодичность более мелкого масштаба. С помощью статистического

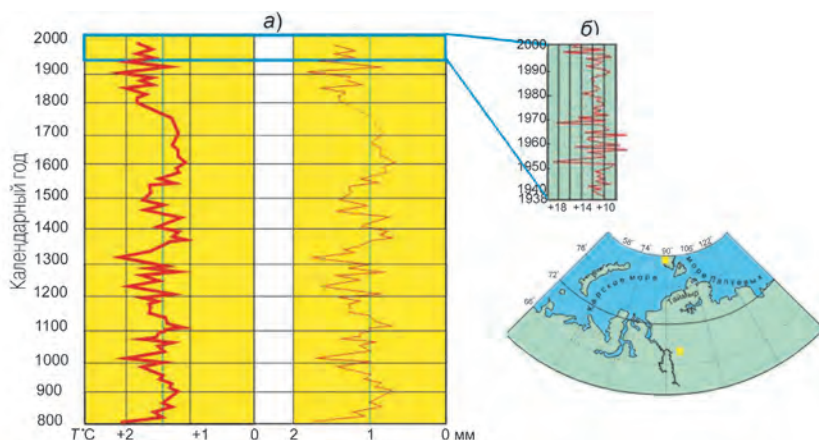


Рис. 3.24. Рассчитанная температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) и толщина годового слоя донных осадков (мм) по данным исследования донных осадков озера Изменчивого за последние 1200 лет (а), а также средняя температура воздуха в августе по данным метеостанции г. Норильска (б).

анализа 100 самых верхних годовых прослоев в озерах Изменчивом и Фиордовом (запруженное ледником озеро в центре острова Октябрьской Революции, см. рис. 3.23) подсчитаны фазы и когерентность с целью выявления частотных характеристик связи. На рис. 3.25 а хорошо выражены периоды 11; 5,33; 4,4; 2,6 и 2,1 года со значением фазы на этих периодах, близким к 2, что указывает на большую положительную корреляцию на этих частотах, возникающую под влиянием одного какого-нибудь фактора. Таким фактором, бесспорно, являются колебания температуры воздуха в летний период, что хорошо видно из рис. 3.25 б.

В целом пробуренный слой рыхлых осадков толщиной 10 м и верхи девонских известняков содержат недостаточное количество спор и пыльцы, по которым можно было бы выявить климатические колебания за более длительный интервал времени, чем 1200 лет. Кроме того, озерное осадконакопление в этом водоеме неоднократно прерывалось вторжением в котловину озера морских вод, что также сильно затрудняет палеоклиматическую интерпретацию.

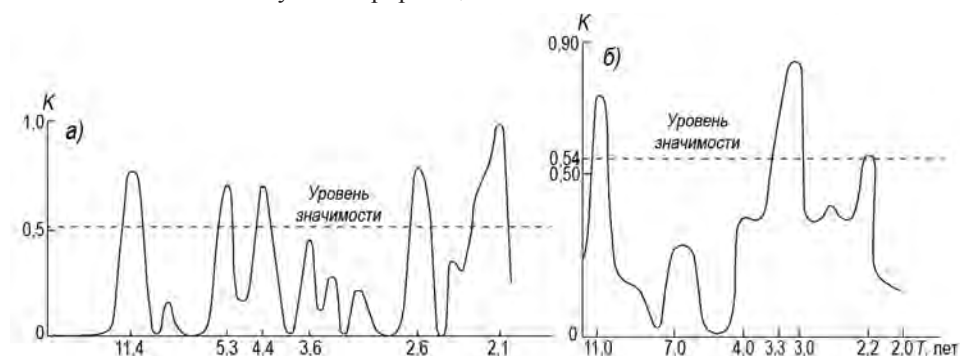


Рис. 3.25. Результаты анализа связи коэффициента когерентности (K) колебаний толщины слоев озерных осадков с температурой воздуха.

а — когерентные колебания толщины годового слоя донных отложений озер Изменчивого и Фиордового за 100 лет; б — когерентные колебания толщины годового слоя озера Изменчивого и средней температуры воздуха в июле по данным метеостанции Остров Голомянный.

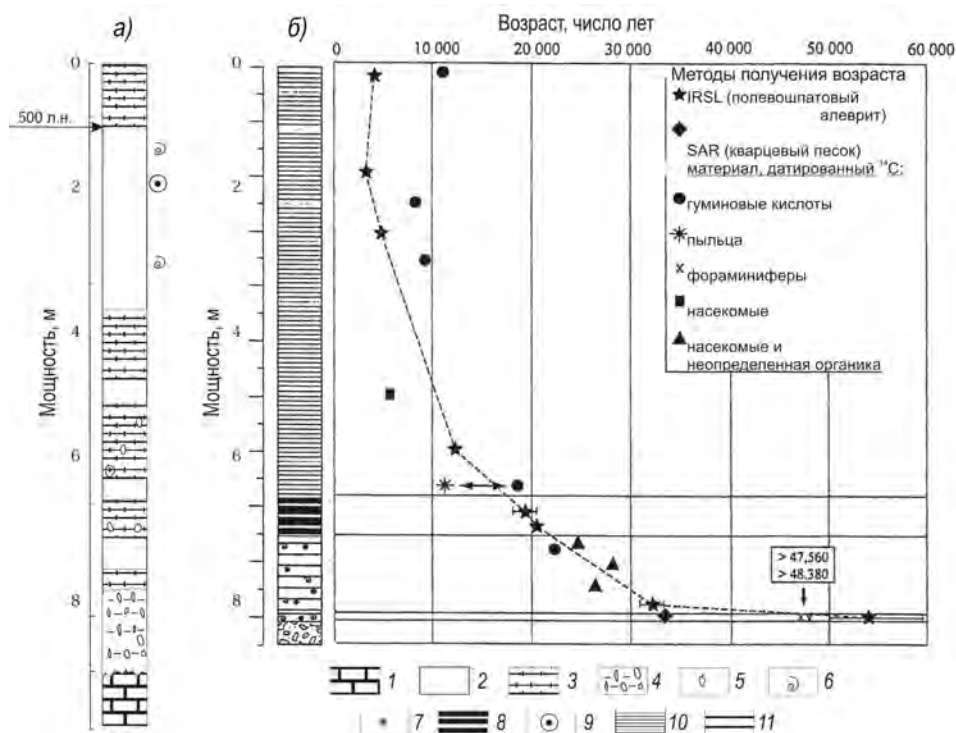


Рис. 3.26. Результаты бурения озера Изменчивого в центральной котловине, проведенного российскими исследователями в 1980 г. (а) и совместной российско-германской экспедицией в 1995 г. (б).

1 — известняки; 2 — глины алевритовые с неясной горизонтальной слоистостью; 3 — ленточно слоистые глины; 4 — валунные суглинки; 5 — включение галек; 6 — фораминиферы; 7 — пирит; 8 — глины солоноводного бассейна; 9 — остракоды; 10 — глины пресноводного бассейна; 11 — переотложенные морские глины.

Тем не менее существует и альтернативная точка зрения на развитие палеогеографической обстановки в результате интерпретации ядра донных отложений озера Изменчивого, полученного немецкими специалистами совместно с авторами настоящей работы в 1995 г.

На рис. 3.26 представлено строение донных озерных отложений озера Изменчивого по результатам бурения в 1975—1981 гг. (Большаянов, Макеев, 1995) и по результатам совместного отбора колонки донных осадков с немецкими специалистами в 1995 г. (Raab et al., 2003). Бурением достигнуты дочетвертичные породы; ударным проникновением с помощью установки UWITEC удалось лишь войти в грубообломочные рыхлые отложения. По результатам датирования отложений разными методами немецкие специалисты пришли к выводу о том, что осадконакопление происходило в голоцене, в сартанское и каргинское время позднего неоплейстоцена. Даже самые верхние слои, которые отложились всего несколько десятилетий назад, немецкими коллегами датируются временем середины голоцена или конца неоплейстоцена.

Наши комплексные исследования гидрологического режима озера и отбор поверхностных колонок показали, что верхний слой осадков толщиной 1,3 м сформировался за последние 1500 лет (Большаянов, 1985). Скорости эрозии и заполнения

котловины настолько велики, что озеро площадью около 10 км² с объемом воды около 40 млн м³ будет заполнено наносами не более чем через 1500 лет. Это стало ясно после проведения гидрометрических работ и измерения скорости осадконакопления и выдвигения дельты проток в озеро. Яркие выраженные ленточнослоистые осадки, показывают, что верхний слой озерных отложений толщиной 1,3 м откладывался в последние 1500 лет. При этом по схеме немецких коллег (рис. 3.26) (Raab et al., 2003) возраст конца голоцена устанавливается для отложений первых верхних сантиметров. Датируя отложения и получая их возраст, исследователи совершенно не учитывали ни литологию осадков (ярко выраженная годовая слоистость — ленточные глины), ни современные условия осадконакопления.

На основе абсолютных методов датирования вместо голоценовой истории развития озерного водоема была получена интерпретация истории развития древнейшего водоема, возникновение которого относится к этапу казанцевской трансгрессии. Между прочим, исследования авторов при анализе содержащейся в подстилающих ленточные глины алевритов микрофауны фораминифер и остракод показали, что последняя трансгрессия, в результате которой котловина озера заполнялась морскими водами, окончилась всего лишь около 1500 лет назад. Это событие прошло совершенно незамеченным в результате датирования и анализа химического состава отложений, выполненных немецкими коллегами (Raab et al., 2003). Таким образом, сравнение подходов различных исследователей показывает, что одни датировки не могут привести к надежным палеогеографическим выводам. В то же время выполнение палеогеографических построений по донным отложениям при отсутствии литологического анализа привело немецких коллег к полному непониманию процессов осадконакопления в озере да и к сомнениям насчет того, стоит ли вообще знать эти процессы для проведения палеогеографического анализа.

Озеро Твердое

Озеро Твердое (см. рис. 3.23) расположено в северо-западной части о. Большевик на поверхности абразионной морской террасы высотой 40—45 м. Котловина озера представляет собой структурно обусловленную депрессию коренных горных пород и лежит на оси тектонического разлома, вытянутого в северо-западном направлении. Поверхность абразионной террасы выровненная, с уклоном до 5°, сложенная с поверхности тонким чехлом элювия коренных пород (ритмично переслаивающимися серыми и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами вендского возраста). Площадь озера Твердого составляет около 0,7 км², максимальная глубина достигает 10 м. Современное значение уровня воды в озере составляет 41 м над уровнем моря. Большую часть года озеро покрыто льдом средней толщиной 2 м, и вскрытие от льда в летний период происходит эпизодически. Озеро Твердое является единственным доступным для изучения озером в северо-западной части о. Большевик, которое не промерзает до дна, что делает его привлекательным объектом для палеогеографических исследований.

Бурение озера Твердого было проведено в мае 2015 г. в рамках полевых работ Арктического и антарктического научно-исследовательского института на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база “Мыс Баранова”». Бурением и изучением отложений занималась большая группа исследователей. Керна длиной 2,46 м был отобран с использованием торфяного бура в точке с координатами 79°14'43" с.ш., 101°48'55" в.д. при глубине воды 4,57 м. Литологический и гранулометрический анализ, а также анализ

содержания общего органического углерода (ТОС) и общего азота (ТН) выполнялись в лаборатории им. Отто Шмидта (ААНИИ). Спорово-пыльцевой анализ проводился в Институте полярных и морских исследований (Германия).

Датирование донных отложений озера Твердого проводилось методом радиоуглеродной масс-спектрометрии по растительным фрагментам в Центре AMS-датирования университета г. Кёльна (Германия). Результаты датирования представлены в табл. 3.5.

Таблица 3.5

Хронология отложений озера Твердого по данным AMS-датирования

Глубина, см	Лаб. №	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	C, мкг	^{14}C возраст, годы	Калиброванный возраст, годы
241—246	COL4594.1.1	-22,4	957	20145±80	24446—23975
166—168	COL4595.1.1	-25,6	997	9555±45	11095—10718
78—84	COL4596.1.1	-24,9	994	6370±40	7420—7183

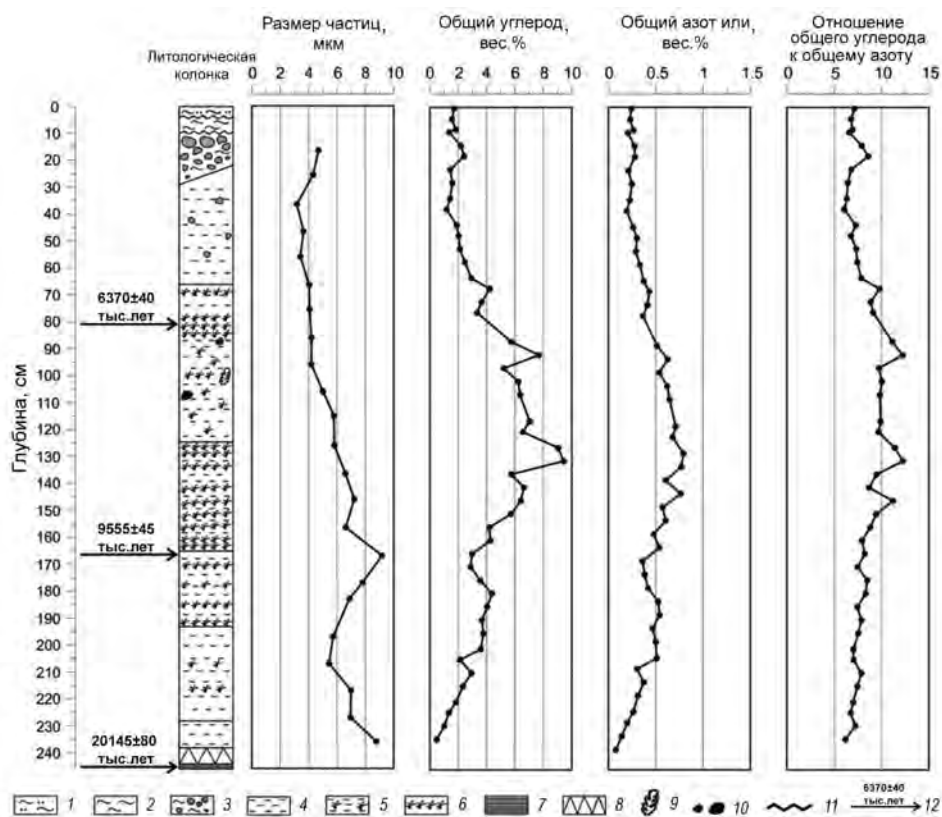


Рис. 3.27. Колонка донных отложений озера Твердого: литологическое строение, радиоуглеродные датировки, гранулометрический состав, содержание органического углерода, азота и отношением между последними показателями.

1 — песчаный алеврит; 2 — алеврит; 3 — прослой глинистых окатышей с матриксом из алеврита; 4 — алевритистый пелит; 5 — алевритистый пелит с включением плохо разложившихся растительных макро-остатков; 6 — прослой плохо разложившегося растительного детрита; 7 — плотная тонкослоистая глина; 8 — горизонт размыва; 9 — единичное включение неразложившегося фрагмента мха; 10 — включения графия/галыки; 11 — несогласная граница; 12 — радиоуглеродный возраст.

При литологическом описании кернa выделено семь слоев, отражающих разные условия осадконакопления в озере Твердом (рис. 3.27, снизу вверх): 1) тонко-слоистая плотная глина; 2) слой эрозионного контакта; 3) алевритовая глина с редкими включениями органического детрита; 4) алевритовая глина со слоями органического детрита, включениями тонкого песка, гравия и хорошо сохранившимися фрагментами растительных остатков; 5) алевритовая глина без органического материала; 6) глина, алеврит и гравий; 7) песчаный алеврит. Нижний горизонт (согласно полученной датировке, са. 24,4—24,0 тыс. лет назад) накапливался в суровых и холодных климатических условиях последнего ледникового максимума. Слой 1 с размывом перекрывается отложениями, обогащенными плохо разложившимися растительными включениями, что говорит о перерыве в осадконакоплении и последующем улучшении климатических условий. Начиная с глубины 66 см и выше, в осадках снова отсутствуют органические включения, что указывает на похолодание климата.

В гранулометрическом составе осадков (см. рис. 3.27) преобладают пелиты с примесью алевритовых частиц и тонкозернистого песка. Средний диаметр частиц для всего кернa равняется 5 мкм. Доля пелитовых частиц по глубине колонки изменяется от 65,9 до 90,7 %, достигая максимума на глубине 54—58 см. При этом основная часть приходится на частицы диаметром менее 1 мкм (от 41,6 до 76,4 %). Содержание алевритовых частиц (5—50 мкм) колеблется от 7,8 до 30,7 %. При этом в нижней части колонки (ниже 113 см) содержание алевритов повсеместно превышает 20 %. Это может свидетельствовать о более низком уровне воды в озере и/или более интенсивном стоке с водосбора. Грубая фракция представлена тонкозернистым песком (50—125 мкм), содержание которого изменяется незначительно (от 0,7 до 3,6 %), достигая максимума в слое эрозионного контакта и в самой верхней части кернa, что указывает на понижение уровня воды в озере в настоящее время.

Анализ содержания общего органического углерода и общего азота показал следующие результаты (см. рис. 3.27). Значения содержания общего органического углерода по глубине колонки изменяются в значительных пределах: от 0,482 до 9,429 %. Содержание общего азота также изменяются на порядок: от 0,078 до 0,793 %. В целом кривые процентного содержания углерода и азота ведут себя одинаково: минимальные значения наблюдаются в самом нижнем горизонте, далее происходит плавное возрастание значений до максимальных в интервале 128—134 см, после которого снова наблюдается постепенное уменьшение показателей до близких к минимальным в верхней части колонки.

Соотношение этих показателей (TOC/TN), позволяющее судить о генезисе органического материала, в среднем для всего кернa равняется 8, изменяясь от 6 до 12, что свидетельствует о преимущественно автохтонном (водном, озерном) происхождении органики. Значения соотношения TOC/TN >10 отмечены на глубине 148—149, 128—134, 88—94 см и соответствуют прослоям плохо разложившегося растительного детрита с включениями гальки и гравия, что в совокупности указывает на мелководные условия и поступление в озерную котловину терригенной растительности с водосбора.

Споро-пыльцевой анализ (палинолог Е.А. Рашке) позволил выделить в керне донных отложений озера Твердого четыре палинозоны (рис. 3.28). Палинозона I (246—235 см) характеризуется доминированием в спектрах пыльцы *Poaceae* (до 43 %) и *Artemisia* (до 30 %). Процентное содержание *Cyperaceae* и *Saxifraga* достига-

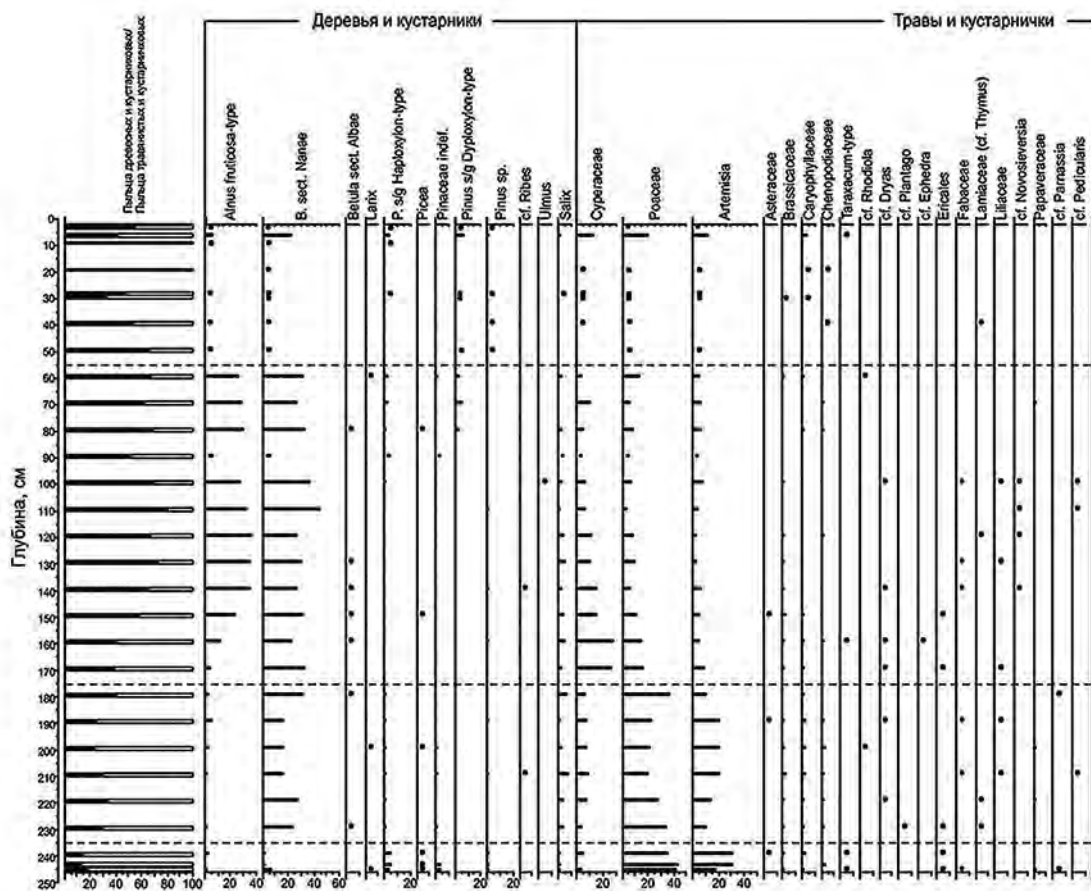


Рис. 3.28. Спорово-пыльцевая диаграмма
Присутствие пыльцы и спор в количестве

ет 4,5 и 6,8 % соответственно. Остальные травы представлены единично. Содержание древесных пород в спектре незначительно. Максимальное относительное содержание среди них приходится на *Betula sect. Nanae* (до 6,3 %), *Pinus s/g Haploxydon* (до 4,7 %) и *Salix* (до 1,8 %). Суммарное содержание споровых достигает 7,5 % (в основном *Polypodiaceae* и *Sphagnum*). Стоит также отметить практически полное отсутствие пресноводных водорослей и наличие переотложенных пыльцы и спор (до 6 %).

Палинозона II (235—175 см) отличается резким увеличением в спектре пыльцы *Betula sect. Nanae* (до 30 %) и *Salix* (до 8,5 %). Среди трав отмечается резкое сокращение количества пыльцы *Artemisia* (9—20 %) и плавное уменьшение пыльцы *Poaceae* (min 20 %). В то же время наблюдается увеличение относительного содержания пыльцы *Cyperaceae* и *Rumex/Oxyria* до 8 и 10 % соответственно. Споровые представлены единично. Отмечается появление пресноводных водорослей *Pediastrum* (до 60 %).

Палинозона III (175—55 см) характеризуется дальнейшим увеличением пыльцы *Betula sect. Nanae* (до 45 %) и появлением пыльцы *Alnaster* (до 36 %). *Salix* присутствует в количестве до 5,8 %. В нижней части палинозоны отмечается резкое увеличение содержания пыльцы *Cyperaceae* (до 27 %), которое постепенно сокращается до 3 % на глубине 59 см. Относительное содержание *Poaceae*, *Artemisia* и *Rumex/Oxyria* также сокращается. Количество споровых в спектре незначительно. Среди водорослей доминируют *Pediastrum* (до 57 %), и только на глубине 69 см в доминанты выходит *Botryococcus* (до 80 %).

Палинозона IV (55—3 см) выделяется по очень низкому содержанию пыльцы и спор. Среди древесных и кустарниковых пород единично представлены *Betula sect. Nanae*, *Alnaster*, *Pinaceae*, среди трав — *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Artemisia*, *Saxifraga*, *Rumex/Oxyria* и некоторые другие. На глубине 6, 28 и 29 см наблюдается обилие водорослей *Pediastrum* при полном их отсутствии на глубине 9 и 19 см.

Анализ всех результатов позволил реконструировать историю развития природной среды и климата на водосборе озера Твердого начиная с последнего ледникового максимума вплоть до настоящего времени (рис. 3.29).

Самый нижний интервал (слой I), накапливался в период холодного и сухого климата последнего ледникового максимума, что подтверждается датировкой са. 24,4—24,0 тыс. лет назад. Более ранние исследования показали, что во время последнего ледникового максимума на архипелаге Северная Земля развивались только местные ледники, по размерам незначительно превышающие современные. Ледник Мушкетова, ближайший к котловине озера Твердого, расширялся только в пределах верхнего денудационного уровня (плато) и не спускался на прибрежную равнину (Большиянов, Макеев, 1995). Единичные пыльцевые зерна подтверждают данное утверждение, так как многолетний ледовый покров мог препятствовать осаждению пыльцы. Низкие значения общего органического углерода также свидетельствуют о низкой продуктивности водоема.

Слой II соответствует периоду дегляциации и потепления климата при переходе от позднеледникового к голоцену, который установился на архипелаге Северная Земля около 11,5 тыс. лет назад. Сток талых ледниковых вод с деградировавших тогда ледников, не достигал котловины озера Твердого. Линейно-вытянутая тектоническая депрессия, расположенная между заливом Микояна и бухтой Амба и отделяющая верхний денудационный уровень, где располагались тающие ледники, от

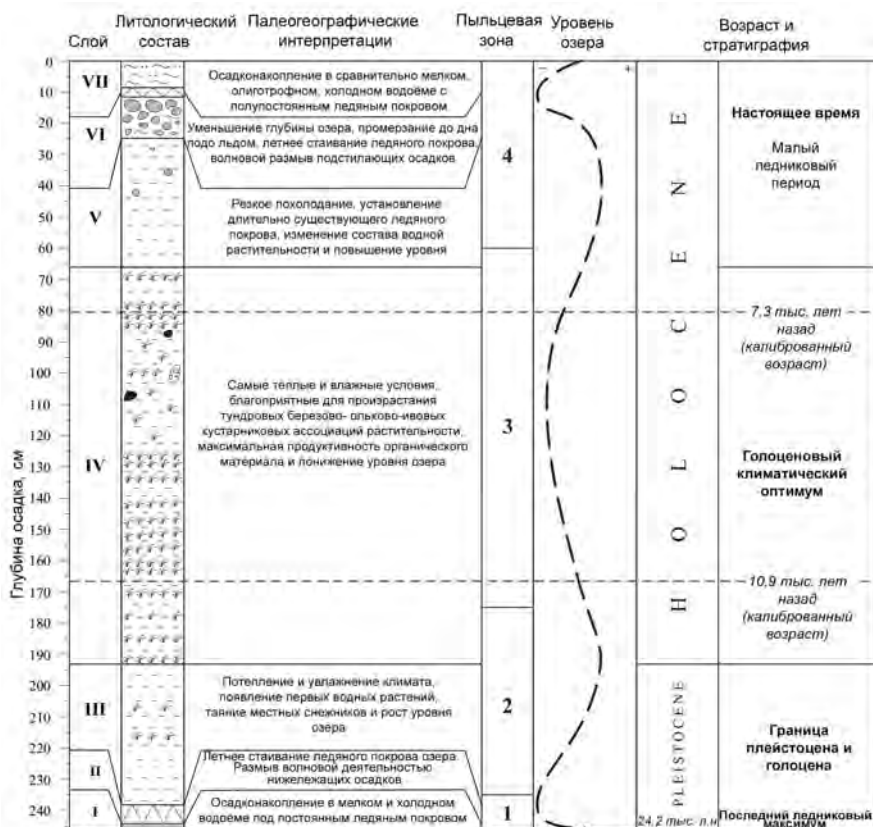


Рис. 3.29. Литологическая колонка донных отложений озера Твердого с выделенными слоями и пылевыми зонами, а также предположительные колебания уровня озера.

абразионно-аккумулятивной равнины, где находится озеро, должна была полностью перехватывать сток талых ледниковых вод с ледника Мушкетова. Поэтому питание озера во время позднего неоплейстоцена было незначительным и осуществлялось только благодаря таянию небольших снежников, расположенных на водосборе. Поскольку точный возраст перекрывающих слой II отложений неизвестен, невозможно судить и о времени этапа размыва отложений.

Слой III связан с дальнейшим потеплением климата. В гранулометрическом составе осадков прослеживается тенденция к уменьшению размеров частиц, что указывает на повышение уровня воды в озере. При этом содержание алевритовых частиц превышает 20 %, свидетельствуя о продолжающемся стоке с водосбора. На потепление климата указывает значительное присутствие в споро-пылевом спектре пыльцы карликовой березки (до 15—30 %), а на увлажнение территории — сокращение количества пыльцы полыней и злаков и увеличение количества пыльцы осок и кисличника.

Увлажнение территории могло быть вызвано таянием значительного количества снежников и пассивных ледников, распадавшихся при потеплении климата (Большаинов, 2006). Присутствие тератоморфных (уродливых) пылевых зерен также

указывает на неблагоприятные условия в период их формирования, что характерно для переходного периода. Появление в значительном количестве пресноводных водорослей *Pediastrum* свидетельствует о достаточно резком изменении условий в озере, ставших благоприятными для их развития. В осадках слоя III начинают постоянно присутствовать фрагменты плохо разложившегося растительного детрита, что свидетельствует о начале развития донной растительности.

Слой IV откладывался в период наиболее теплого и влажного времени голоцена, установившегося на о. Большевик от 11,2 до 7,5 тыс. лет назад. В споро-пыльцевом спектре наблюдается резкое увеличение пыльцы осок и появление пыльцы ольховника. Максимальные значения содержания общего органического углерода (9,4 %) накладываются на пик содержания пыльцы ольховника (до 34,5—36 %) и наблюдаются на глубине 120—140 см. В это время на архипелаге установился теплый и влажный климат. По данным изучения отложений озера Твердого благоприятные климатические условия сохранялись на о. Большевик вплоть до 7,5 тыс. лет назад.

Растительность во время формирования слоя IV была представлена травяно-кустарничковой тундрой: ольховником, карликовой березкой, ивами, осоками и злаками с незначительным участием полыней и других трав. Стоит отметить наличие в споро-пыльцевых спектрах в интервале 210—80 см гриба *Sporormiella*, который обычно размножается на помете крупных травоядных животных (Davis, Shafer, 2006). Увеличение крупности отложений указывает на понижении уровня воды в озере, вероятно, по причине возросшего испарения. Понижение уровня подтверждается повышенными значениями соотношения TOC/TN: для слоя IV он в среднем составляет 10, достигая значений 11—12 на глубине 149—148, 134—128, 94—88 см, что по литологии соответствуют отложению слоев с органическими остатками. Кроме того, в интервалах, где TOC/TN > 10, отмечены единичные включения гальки, гравия, а также стебелька мха хорошей сохранности. Все это в совокупности указывает на мелководные условия и поступление в озерную котловину терригенной растительности с водосбора.

В распределении слоев с органическим детритом, характерных для слоя IV, прослеживается цикличность, природа которой пока не выяснена.

Переход к накоплению слоя V ознаменовался резким похолоданием климата. В осадках полностью отсутствуют включения органического материала, как и в слое I, а содержание общего органического углерода постепенно уменьшается к верхней границе слоя от 3,0 до 1,5 %. Гранулометрический состав осадков показывает четкую тенденцию на измельчение осадка, что можно отнести за счет постепенного повышения уровня озера по причине уменьшения испарения в условиях более низкой температуры. Данный слой характеризуется очень низким содержанием пыльцы и практически полным отсутствием спор, что может свидетельствовать о резком ухудшении климата (похолодание и иссушение) и вновь об установлении многолетнего ледяного покрова на озере, препятствующего осаждению пыльцы. К тому же при переходе от слоя IV к слою V произошло замещение водорослей *Pediastrum* другим видом пресноводных водорослей — *Botryococcus*, которые обычно становятся доминантами в экстремальных условиях (очень холодная, чистая и олиготрофная вода), когда развитие всех других водорослей подавляется (Jankowska, Komarek, 2000).

Слой VI соответствует этапу обмеления водоема и промерзанию его до дна, что происходило, по мнению авторов, во время Малого ледникового периода. При

промерзании нарушилась текстура донных отложений: произошло сжатие тонких глинистых осадков и образовались отдельности гравийно-галечной размерности. При последующем кратковременном потеплении климата произошло разрушение ледяного покрова на озере в летнее время. Активная волноприбойная деятельность при низком уровне озера привела к сглаживанию поверхности верхних глинистых отдельностей, а также к некоторому увеличению примеси тонкозернистого песка. Согласно споро-пыльцевым данным, это было очень кратковременное потепление, на которое растительность не успевала отреагировать. Промерзание водоема до дна позволяет нам утверждать о наличии еще одного перерыва в осадконакоплении на глубине 8,5 см, временная продолжительность которого также не может быть оценена из-за отсутствия датировок.

Слой VII соответствует современному этапу развития озера, характеризующемуся относительно низким уровнем озера по сравнению с предыдущими этапами и, так же как в случае слоя V, полным отсутствием в отложениях органического материала, крайне низким содержанием пыльцы и спор, длительным ледяным покровом на озере, вскрывающемся от льда в летний период только эпизодически.

Таким образом, изучение донных отложений озера Твердого, в которых впервые получена спорово-пыльцевая характеристика отложений за длительный промежуток времени накопления осадков, дало новые результаты. Во время последнего ледникового максимума котловина озера не была перекрыта ледниками, спускавшимися с плато. Возможно, она была подпругена местными снежниками и полями пассивных ледников, развивавшихся на части полуострова мыса Песчаного. Многолетний ледяной покров на озере препятствовал проникновению света в водную толщу, чем лимитировал развитие водорослей. В условиях холодного и сухого климата на водоразделах произрастали злаки и полыни с примесью камнеломок и некоторых других трав.

Улучшение климатических условий началось около 11,5 тыс. лет назад. Наиболее теплые и влажные климатические условия установились на о. Большевик в промежутке времени от 11,2 до 7,5 тыс. лет назад. Голоценовый климатический оптимум 10—8,8 тыс. лет назад (Большаинов, Макеев, 1995) подтверждается на Северной Земле новыми данными и выделяется в керне озера Твердого на основании максимального содержания в осадках общего органического углерода ТОС (9,4 %) и пыльцы ольховника (до 34,5—36 %). Растительность на водосборе озера в это время была представлена травяно-кустарничковой тундрой: ольховником, карликовой березкой, ивами, осоками и злаками с незначительным участием полыней и других трав. Присутствие гриба *Sporormiella*, который обычно размножается на помете крупных травоядных животных (Davis, Shafer 2006), указывает на ареал их обитания в окрестностях озера Твердого.

Около 7,5 тыс. лет назад произошло резкое ухудшение климатических условий. Крайне низкое содержание пыльцы и практически полное отсутствие спор в отложениях указывает на похолодание климата и на установление на озере вновь многолетнего ледяного покрова. Пик похолодания, по мнению авторов относящийся по времени к Малому ледниковому периоду, привел к промерзанию водоема до дна.

В настоящее время озеро Твердое представляет собой холодноводный олиготрофный водоем с относительно низким уровнем по сравнению с предыдущими этапами и с мощным ледяным покровом, эпизодически вскрывающимся в летнее время.

Общие результаты исследований отложений на архипелаге Северная Земля

Изучение озерных отложений озера Твердого добавило в летопись голоценового палеоклимата подтверждение о климатическом оптимуме голоцена на архипелаге в самом начале голоцена (пребореале) и несколько расширило продолжительность теплого периода с начала голоцена до 7,5 тыс. лет назад. Также подтверждено время Малого ледникового периода: более точное положение на временной шкале и климатические характеристики этого похолодания определены по ленточнослоистым отложениям озера Изменчивого (см. рис. 3.24).

Таким образом, раннеголоценовое потепление климата и установившийся в XVI—XIX веках Малый ледниковый период в районе архипелага Северная Земля теперь хорошо доказаны. Однако период между этими событиями освещен довольно приблизительно. Тот факт, что на достаточно хорошо изученной площади архипелага не были обнаружены разрезы голоценовых отложений само по себе является надежным доказательством развития ледников на островах Северной Земли в середине голоцена, из-за чего растительный покров на многих площадях (под ледниками и снежниками) отсутствовал, а в перигляциальных условиях не было причин для развития торфяников и отложений, кроме приледниковых озер, осадки которых плохо сохранялись из-за вновь наступавших фаз расширения ледников. Данные исследований ледниковых кернов ледников Вавилова и Академии наук на Северной Земле свидетельствуют о том, что крупный ледниковый купол Академии наук существует не менее 12 000 лет, а купол Вавилова — не менее 6000 лет (Клементьев и др., 1992; Большиянов, Макеев, 1995). По ледниковым кернам определены этапы потепления и похолодания (Клементьев и др., 1992). Однако теперь эти данные ставятся под сомнение немецкими исследователями, которые утверждают очень короткое существование крупнейшего ледника архипелага — купола Академии наук. Его 2500-летняя история, изученная с помощью изотопно-кислородных исследований керна льда (Opel et al., 2013), не подтверждается данными исследования перигляциала Северной Земли и находится в явном противоречии с данными отечественных исследований советского периода той же толщи льда ледника Академии наук (Клементьев и др. 1992; Большиянов, Макеев, 1995; Котляков и др., 1991).

3.3. КОЛЫМО-ЧУКОТСКИЙ РЕГИОН И КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

По новым данным начала XXI столетия реконструкции палеоклимата проведены для двух секторов российской Арктики: Кольского полуострова, входящего в сектор восточной Фенноскандии, и Чукотки. Продолжена разработка метода балльной оценки (основные принципы этой методики см. в п. 3.2.1) смещения растительных подзон тундры во времени на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов из известных разрезов голоценовых отложений. Исходными данными для построения палеоклиматических кривых послужили новые опубликованные материалы исследований Чукотки (Позднечетвертичные..., 2002) и восточной Фенноскандии (Елина и др., 2000).

Основные трудности применения методики восстановления палеоклимата были связаны с проблемой применимости критериев выделения палеопалинозон в условиях Чукотки и Кольского полуострова, большая часть территории которых расположена в лесной зоне. Разработанная методика (см. п. 3.2.1) применялась ранее для секторов Арктики, где неограниченно господствуют тундровые ландшафты. По

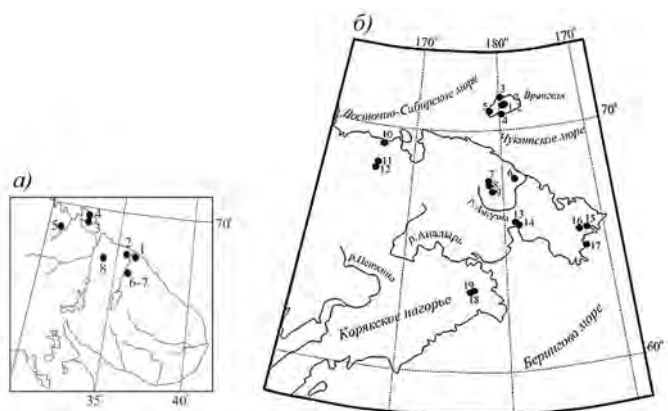


Рис. 3.30. Разрезы, использованные для палеоклиматических построений.

а) Кольский полуостров (Елина и др., 2000): 1 — болото Ступенчатое, 2 — Дальние Зеленцы, 3 — болото Верхнее Эйно, 4 — Александровское, 5 — болото Никель, 6 — Туманное 1, 7 — Туманное 2, 8 — болото Придорожное; б) Чукотка (Позднечетвертичные..., 2002): 1 — река Мамонтова (обнажение 12), 2 — озеро Веселое, 3 — река Неизвестная, 4 — озеро Джека Лондона, 5 — мыс Блоссом, 6 — озеро Длинное, 7 — 9 — долина реки Амгуэма; 10 — обнажение Раучуанское, 11 и 12 — Р. Энмывеем, 13 — залив Креста, 14 — обнажение Конергино, залив Креста, 15 — обнажение Лорино, 16 — обнажение Утаап, Мечигменский залив, 17 — о. Аракамчечен, Мечигменский залив, 18 — озеро Гыггыкай, 19 — озеро Патриции.

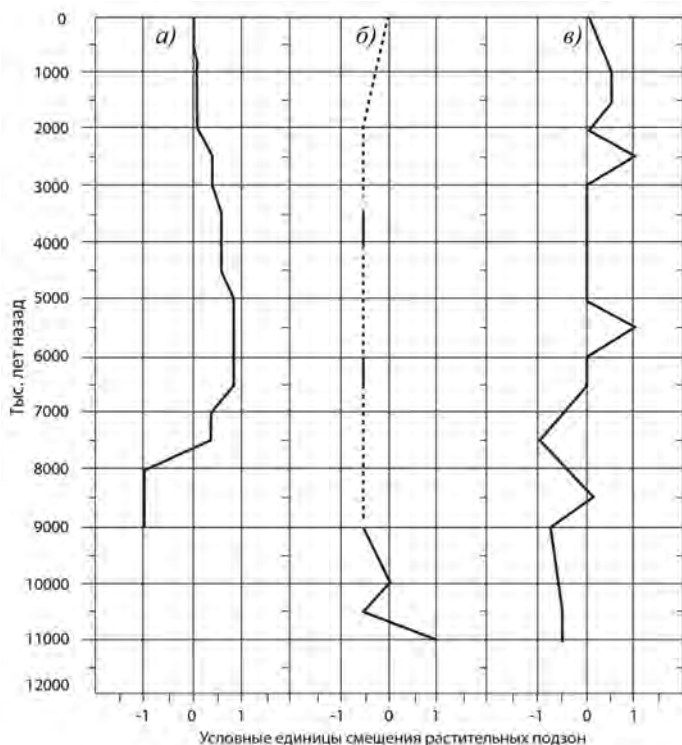


Рис. 3.31. Палеоклиматические кривые голоцена для Кольского полуострова (а), острова Врангеля (б) и Чукотки (в).

имеющимся спорово-пыльцевым данным на исследуемых территориях (рис. 3.30) пришлось сопоставлять разрезы, находящиеся как в лесной зоне, так и в зоне тундры. Поэтому новые реконструкции довольно сложно сопоставляются с предшествующими построениями.

Однако как на основании предшествующих исследований, так и по вновь полученным данным в обоих исследованных секторах российской Арктики удалось выявить важнейшие климатические события последнего тысячелетия — климатический оптимум, когда растительные подзоны смещались на юг одновременно с миграцией границы леса. Для Чукотки это событие имело место в период 8—9 тыс. лет назад, на Кольском полуострове — 7—3 тыс. лет назад.

Основным полученным выводом по результатам исследований стало подтверждение для всей территории Восточной Сибири ранее выявленной только для региона моря Лаптевых инверсии климатической зональности и зональности растительности, проявившейся в период 9—10 тыс. лет назад. На рис. 3.31 представлены палеоклиматические кривые по регионам Кольского полуострова и Чукотки, построенные по имеющимся данным.

Полученная для острова Врангеля палеоклиматическая кривая показывает, что и в этом секторе Арктики 9—10 тыс. лет назад на острове было теплее, чем на расположенной к югу материковой суше Чукотки. Таким образом, в начале голоцена на севере российской Арктики — от архипелага Северная Земля до Чукотки — потепление проявилось именно на северном пределе существовавшей тогда суши. На более южных территориях было значительно холоднее. Эта инверсия, очевидно, была вызвана поступлением тепла в Арктику с теплыми атлантическими и тихоокеанскими водами, которые достигали окраины Евразии, что обуславливало там значительное потепление в период 9—10 тыс. лет назад. До этого события — в конце позднего неоплейстоцена — доступ теплых вод в Северный Ледовитый океан был значительно ограничен. После этого рубежа нормальная зональность восстановилась. На севере стало холоднее, на юге — теплее.

Глава 4.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В ПОСЛЕДНЕЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЕ

4.1. МАЛЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД В РОССИЙСКОЙ АРКТИКЕ

4.1.1. Методика выявления климатического сигнала из озерных отложений

Донные озерные отложения представляют собой богатый архив палеогеографической информации. В настоящее время метод исследования озерных осадков занимает ведущее положение при восстановлении истории развития природной среды. Его преимущество состоит в том, что отложения озер могут накапливаться непрерывно в течение длительного времени. Периоды накопления донных озерных отложений различны: от 3,5 млн лет в кратерном озере Эльгыгытгын на Чукотке (Природа впадины Эльгыгытгын, 1993) до нескольких сотен лет в термокарстовых озерах тундр и десятков лет в рукотворных озерах. Наиболее мощные накопления озерных осадков присущи глубоким тектоническим котловинам, в которых осадконакопление происходит в течение длительного времени.

В донных отложениях глубоких тектонических озер Арктики хранится богатая информация о развитии климата прошлого. Чрезвычайная изменчивость гидрологического режима полярных озер связана с тем, что они в течение 9—10 месяцев в году покрыты льдом и лишены стока воды и обломочного материала. Обломочный материал, поступающий в озера в результате летнего стока, носящего катастрофический характер, осаждается на дно неравномерно. Песчаные частицы оседают в течение короткого лета. Глинистые частицы достигают дна в течение нескольких месяцев, практически в течение всего периода ледостава. Такой режим осадконакопления приводит к формированию донных отложений в виде ленточных глин или варвов (пары слоев: летнего песчано-алевритового и зимнего глинистого). В мелких озерах с таким же изменчивым гидрологическим режимом ленточные отложения формируются так же, но пара слоев может отвечать не годовому циклу осадконакопления, а сезонным изменениям, происходящим летом (Большиянов, 1985). Вследствие длительного времени осаднения обломочных частиц в глубоких озерах сезонные изменения в слоистости осадков, вызванные штормами в период открытой воды, отсутствуют. Варвометрический анализ, заключающийся в подсчете пар годовых слоев, дает возможность определить время образования годового слоя.

В ходе совместных российско-германских исследований по проекту «Природная система моря Лаптевых» (Большиянов и др., 2006; Тимохов и др., 2000) было исследовано несколько глубоких тектонических озер Арктики: озера Левинсон-Лессинга и Щель в горах Бырранга на полуострове Таймыр; озеро Лама, рассекающее плато Путорана; озеро Большое Щучье на Полярном Урале (рис. 4.1). Кроме отбора длинных колонок донных озерных отложений и изучения гидрологического режима озер, был произведен отбор коротких колонок донных осадков грунтовой трубкой ГОИН для определения изменений климата этих районов в течение последнего тысячелетия.

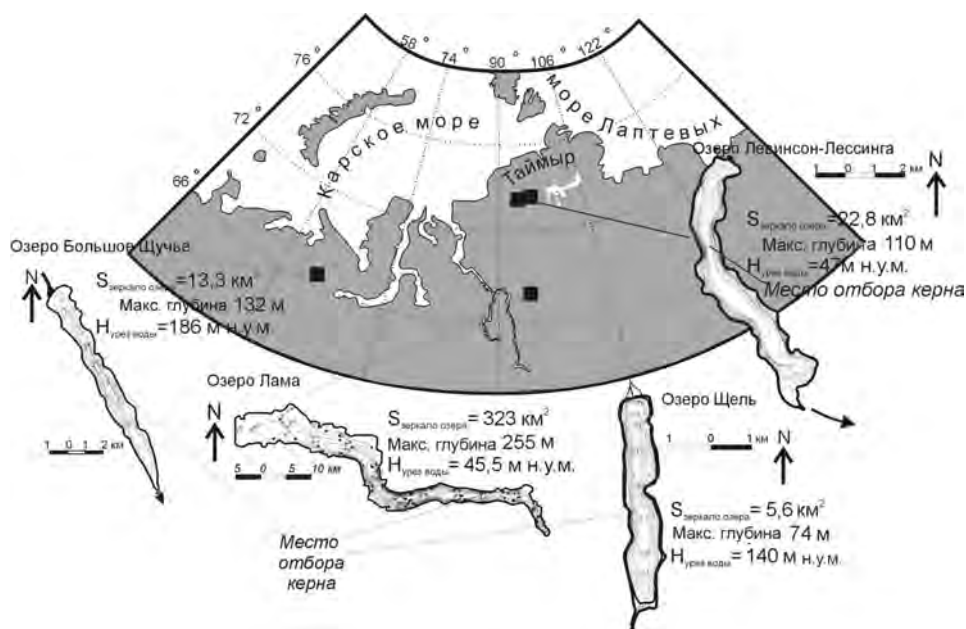


Рис. 4.1. Местоположение и характеристики исследованных озер.

После извлечения колонок из трубы они разрезались на половины и подсушивались. Варвы проявляются для визуальных исследований лишь при определенном уровне влажности осадка. В сухом или мокром виде осадок выглядит однородным. Все проанализированные колонки состоят из алеврит-глинистого материала, отложившегося в зимнее время, и алеврита, отложившегося летом. Толщина пары слоев в изученных осадках колеблется от 0,2 до 1,5 мм, составляя в среднем 1 мм. Кроме того, осадок содержит прослой песка и гравия толщиной до нескольких миллиметров. Они откладываются в водоемах ритмично.

Как показали исследования ленточных глин современных приледниковых водоемов Арктики (Большаинов, Макеев, 1995) и Антарктики (Большаинов, 1990; Bolshiyarov et al., 1991), песчано-гравийные прослой в толще донных отложений являются свидетелями катастрофических событий поступления в озеро обломочного материала в результате таяния снежно-ледовых масс, периодически накапливающихся в бассейнах озер. Во время их деградации за короткое время высвобождается большое количество воды, что приводит к эрозии и переносу обломочного материала в бассейны аккумуляции.

В озерах оазиса Бангера в Восточной Антарктиде накопление грубообломочного материала среди ленточных глин в озерах происходит с периодичностью 5, 11 и 23 года в результате катастрофических спусков воды после прорыва ледяных плотин, периодически возникающих в условиях холмистого рельефа (Большаинов, 1990). Эти события можно наблюдать воочию, оказавшись там в конце цикла накопления вод в подпруженных водоемах при сбросе их в результате таяния ледяных тел. Накопление снега в ветровой тени скал в виде длинных ледниковых плотин, перегораживающих узкие долины, обусловлено сильными ветрами восточного направления. Плотины задерживают сток талых ледниковых вод в образовавшихся бассейнах, а их

прорыв вызывает повышенное поступление в озера оазиса обломочного материала в результате процессов эрозии, носящих катастрофический характер. Уничтожение плотин обусловлено преобладанием процессов таяния над аккумуляцией твердых осадков в оазисе. При таянии, кроме сброса подпруженных вод, значительный вклад в катастрофические спуски воды вносят талые воды самих плотин. Периодов накопления значительных масс снега и льда в оазисе в течение голоцена было много. Об этом свидетельствуют аномально толстые слои песка в донных озерных отложениях.

Исследования минеральных прослоев среди органогенных осадков в других озерах, например озера Ritterbush Pond в штате Вермонт (США), показали, что они являются отражением экстремальных гидрологических и климатических событий в бассейне озера площадью всего около 2 км² (Brown et al., 2000).

Что касается Арктики, то и здесь есть множество свидетельств того, что катастрофические паводки обусловлены накоплением и быстрым таянием масс снега и льда на площадях водосборов рек и озер (Большаинов, 1999, 2000, 2001). Другие причины стока значительных объемов воды (длительные периоды увлажнения с дождями и повышенным поверхностным стоком) не могли вызвать образования таких форм рельефа, которые в Арктике повсюду наблюдаются на водоразделах. Это глубочайшие врезы в долинах, не имеющих достаточной площади водосбора для формирования стока; конусы выноса временных водотоков, масштабы которых явно превышают возможности транспортирующей способности потоков воды, действующих в настоящее время. Быстрый сток воды с малых площадей водосбора, образование глубоких долин и обширных конусов выноса могли быть вызваны таянием масс снега и льда, консервировавших воду на определенных этапах климатической истории того или иного района Арктики.

Таким образом, реконструкции климатических условий прошлого по данным о строении донных озерных отложений в Арктике базируются на гипотезе периодического образования и стаивания за короткое время масс снега и льда (Большаинов, 1999, 2000).

Подсчет варвов и определение их положения в разрезе песчано-гравийных прослоев позволяют определить приблизительное время катастрофических событий. Спорово-пыльцевые и диатомовые исследования донных озерных отложений также помогают уточнить периоды оледенения, связанные с похолоданиями местного климата. При этом необходимо сделать еще одно допущение. Если варвы являются четко определенным результатом осадконакопления в течение одного года, то прослой песка, связанные с катастрофическими событиями стока в озерный бассейн, могут нести информацию о более длительном эпизоде в развитии природной среды. Однако в связи с тем, что длительность таких периодов неизвестна, для удобства подсчетов нижележащих варвов приходится допустить, что она также составляет один год, и пользоваться этим допущением для всех исследуемых озер.

Исследованные арктические и субарктические (озеро Лама) озера (см. рис. 4.1) одинаковы по своему тектоническому происхождению, глубоки, имеют сходный гидрологический режим, но различаются по площади водосборов. Значения площади озера и площади водосбора для рассматриваемых озер составляют: Большое Щучье — 10,3 и 206 км² соответственно, озеро Щель — 2,6 и 25,3 км², озеро Левинсон-Лессинга — 24,55 и 496,4 км², озеро Лама — 323 и 6720 км².

52,5 см

36,5 см



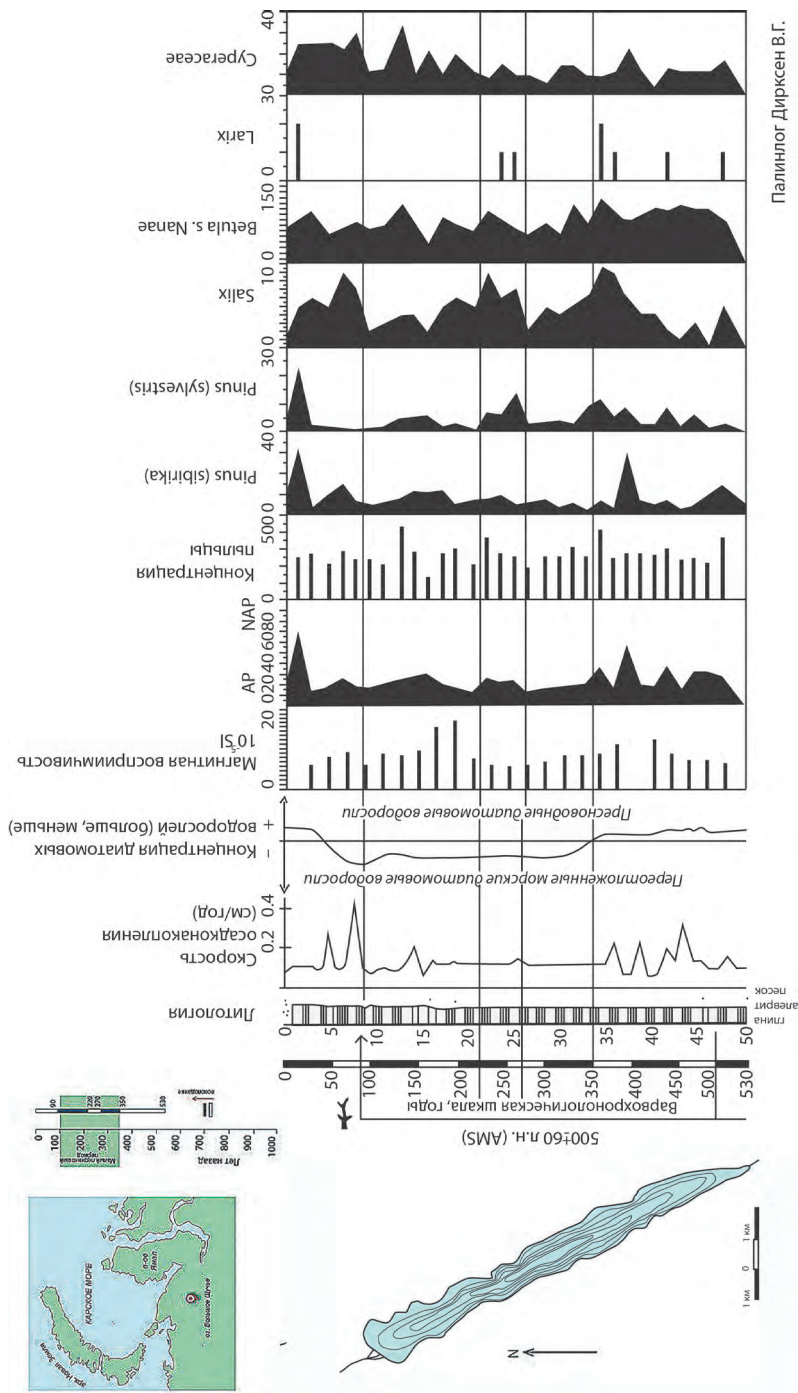
Рис. 4.2. Часть керна из озера Левинсон-Лессинга.

Донные отложения всех озер представляют собой ленточные глины, переслаивающиеся со слоями песка и гравия (рис. 4.2). Значения скорости осадконакопления для точек отбора отложений из озер за последние 500—1000 лет также соизмеримы и значительно не изменяются при удалении в глубь веков за исключением периодов отложения песчаных осадков. Подсчет варвов показал, что скорость осадконакопления варьирует от 0,2 до 14 мм/год. Средние значения для рассматриваемых озер составляют: Большое Щучье — 0,8 мм/год, Щель — 0,9 мм/год, Левинсон-Лессинга — 0,75 мм/год, Лама — 0,7 мм/год. Приведенные значения скорости осадконакопления относятся к наиболее глубоким частям озера, удаленным от устьев впадающих рек и ручьев, вблизи которых они значительно больше. Полученные авторами значения скорости осадконакопления соизмеримы со значениями, рассчитанными для озера Левинсон-Лессинга для голоцена (Ebel et al., 1999).

4.1.2. Полярный Урал

Колонка донных отложений из озера Большое Щучье (Полярный Урал, см. рис. 4.1) исследована наиболее подробно (Большаинов, Павлов, 2004). По ее образцам выполнены анализы: варвометрический, спорово-пыльцевой, диатомовый, магнитной восприимчивости; выполнено радиоуглеродное датирование одного образца. Результаты этих анализов приведены на рис. 4.3.

По кривой скорости осадконакопления видно, что катастрофические события стока в озеро большого количества воды и обломочного материала за последние 530 лет происходили в периоды 460—360 и 80—40 лет назад. В соответствии с предлагаемой гипотезой эти интервалы времени завершали более длительные этапы похолодания, во время которых в бассейнах озер скапливались массы льда и снега. Их таяние приводило к отложению в озерах прослоев более грубого материала. Результаты других анализов не противоречат данному выводу. Спорово-пыльцевой анализ, проведенный В.Г. Дирксен, показал, что наибольшее количество древесной пыльцы приурочено к песчаным прослоям. Конечно, никакие деревья, кроме лиственницы, в бассейне озера Большое Щучье не росли, но их пыльца сюда долетала, причем именно в периоды аномальной активности гидрологических процессов, т.е., вероятно, во время потеплений и затока теплого воздуха с юга. Так, например, пыльца сосны вида *Pinus sibirica* — основного компонента группы древесных растений по всей колонке — отмечается в максимальном количестве в песчаных прослоях. В настоящее время северная граница ареала распространения этого вида сосны проходит южнее — примерно вдоль параллели 66° с.ш. Пыльца сосны и других древесных могла долетать сюда и раньше начала активного стока, но попадала в озеро именно вместе с катастрофическими стоками воды и наносов. Это положение подтверждает и кривая намагниченности колонки донных отложений. Наибольшее количество магнитных, а значит, тяжелых минералов сконцентрировано в песчаных прослоях, что хорошо объясняется максимальными руслоформирующими расходами потоков талой воды и относительным увеличением площади водосбора, с которой эти минералы выносились в озеро в результате таяния снега и льда.



Палинолог Дирксен В.Г.

Рис. 4.3. Озеро Большое Щучье (Полярный Урал) и результаты анализа его донных отложений.

Очень информативно распределение пыльцы лиственницы по колонке осадков. Максимальная концентрация пыльцевых зерен лиственницы отмечается в образцах, отвечающих следующим временным отрезкам: 530, 480—450, 390—340, 280—250 и 30—0 лет назад. Известно, что пыльца лиственницы переносится по воздуху на расстояние не более нескольких километров. Значит, в отмеченные интервалы времени лиственница произрастала на склонах котловины озера. В настоящее время лиственница растет на склонах южной половины озерной котловины до абсолютной высоты 200—230 м (абсолютная высота уреза воды в озере 185 м). Обнаружение пыльцы лиственницы в поверхностных донных отложениях свидетельствует о том, что она возродилась здесь или начала продуцировать пыльцу только 25—30 лет назад в связи с потеплением климата в данном районе.

Соотношение других компонентов спорово-пыльцевых спектров (сумма пыльцы древесных пород, пыльца карликовой березы, ивы, растений семейств Rosaceae, Fabaceae, Asteraceae, Saxifragaceae, Ericaceae, Chenopodiaceae и др.) указывают на ухудшение климатических условий в интервале времени 220—90 лет назад. Это был, пожалуй, самый прохладный период за рассматриваемые в этой колонке последние 530 лет. Правда, в этот же период отмечаются пики содержания пыльцы сосны. Однако они приурочены к песчаному прослою и отмечают эпизоды затора теплого воздуха с юга, во время которых так хорошо тают льды и снежники.

Сопоставление спорово-пыльцевых данных об относительном потеплении и увлажнении климата позволяет выявить прохладные и одновременно влажные периоды в интервалах времени 475—425 и 245—70 лет назад. Вероятно, они были наиболее благоприятными для накопления масс снега и льда. Они же отмечены несколькими прослоями песка среди варвов.

Данные диатомового анализа подтверждают результаты спорово-пыльцевого анализа. Отложения верхней части колонки, соответствующие последним 50 годам накопления осадков, содержат пресноводные диатомеи (*Aulacosira italica* var. *valida* доминирует, *Cyclostephanos costatus*, *Cyclotella kisselevii*, единичные представители родов *Eunotia*, *Cymbella*, *Gomphonema*, обитающих на дне литоральной зоны водоемов в обрастаниях в максимальных количествах). Ниже, до глубины 32 см, что соответствует возрасту осадков 330 лет, пресноводных диатомей чрезвычайно мало с полным доминированием переотложенных морских диатомей и подавляющим доминированием вида *Paralia sulcata*. Такое сочетание видов обычно генетически трактуется как присущее ледниковым отложениям. Этот вывод полностью согласуется с нашим предположением о том, что в это время было холодно и, скорее всего, в бассейне озера развивались ледники.

В интервале глубины 32—51 см снова появляются пресноводные виды диатомей тех же видов, что и в верхнем отрезке колонки. Это означает, по-видимому, что условия для их жизни стали более благоприятными. По диатомовым водорослям время ледникового воздействия относится к периоду 330—50 лет назад.

Принимая во внимание все результаты, можно сделать вывод о том, что время неблагоприятных климатических условий и формирования больших масс снега и льда в бассейне озера Большое Щучье относится к периоду 350—90 лет назад. На этот период пришлось и потепление (270—220 лет назад), когда на склонах озерной котловины снова стала произрастать лиственница.

Единственным несоответствием изложенным фактам могла бы стать радиоуглеродная датировка мелкой веточки из песчаного прослоя на глубине 10 см. Ее возраст оказался равным 500 ± 60 лет (LU-BS45). По варвохронологической шкале осадки на этой глубине накапливались 90 лет назад. Однако это несоответствие может послужить и подтверждением предлагаемой гипотезы. Веточка, датированная методом с использованием ускорителя (AMS-метод), вероятно, имеет возраст 500 лет, но переотложена в совсем молодые осадки во время катастрофического гидрологического события, когда в озеро со склонов смывались осадки различного возраста.

4.1.3. Полуостров Таймыр

В озере Щель (п-ов Таймыр, горы Бырранга, гряда Главная, см. рис. 4.1), в нижней части поднятой колонки песчаные прослои откладывались 520, 470, 440 и 390 лет назад (рис. 4.4). В них определена максимальная концентрация пыльцы (палинолог Л.А.Савельева (Большаинов, Павлов, 2004)), в том числе заносной пыльцы древесных пород (*Picea*, *Pinus*). Между песчаными прослоями ленточные глины содержат спорово-пыльцевые спектры с доминированием местных видов кустарничков и кустарников (карликовые береза, ива) и трав.

В целом интервал глубины 55—38 см, соответствующий по варвохронологической шкале периоду 520—360 лет назад, характеризуется по спорово-пыльцевым данным как период, отвечающий умеренным климатическим условиям, благоприятствующим произрастанию типичной тундровой растительности. Наличие на рассматриваемом интервале мощных (до 1,5 см) песчаных прослоев на фоне ленточных алевритов, в которых содержание пыльцы древесных («заносных» видов) достигает 7 %, может свидетельствовать о ритмичном сбрасывании материала в озеро. Такие события могли происходить при накоплении больших масс снега и их интенсивном таянии в пределах бассейна озера.

После отложения песчаного прослоя 390 лет назад до 140 лет назад отмечаются ухудшение условий для развития растительности не только в пределах бассейна озера, но и регионе, а также некоторое ослабление режима осадконакопления в озере. Сокращается содержание пыльцы древесных и ольшаника, возрастает до 80 % доля осоковых, количество пыльцы значительно сокращается. Кривая скорости осадконакопления становится более гладкой; характерны минимальные значения по всей колонке. Однако в периоды 310—300 и 290—295 лет назад и, особенно, 250—230 лет назад по варвохронологической шкале отмечаются незначительные «всплески» скорости осадконакопления на интервалах, соответствующих песчаным слоям с небольшим содержанием гравия, увеличение содержания пыльцы древесных видов, суммы пыльцы и остатков гипновых мхов *Drepanocladus* и *Calliergon*, что может свидетельствовать о непродолжительном теплом периоде.

Интервал времени 360—310 лет назад по спорово-пыльцевым данным можно считать самым холодным в изучаемой истории формирования отложений. Время от 140 лет назад до сегодняшних дней является самым теплым: в спорово-пыльцевых спектрах преобладают древесные березы, кустарники и кустарнички, резко уменьшается содержание полыни. Кривая скорости осадконакопления практически прямая, что свидетельствует о спокойном гидрологическом режиме озера.

В озере Левинсон-Лессинга, расположенном на расстоянии 50 км к востоку от озера Щель (рис. 4.5), наиболее холодным, судя по содержанию пыльцы и спор в осадках, стал период 980—570 лет назад (осадки с глубины 80—45 см). Максималь-

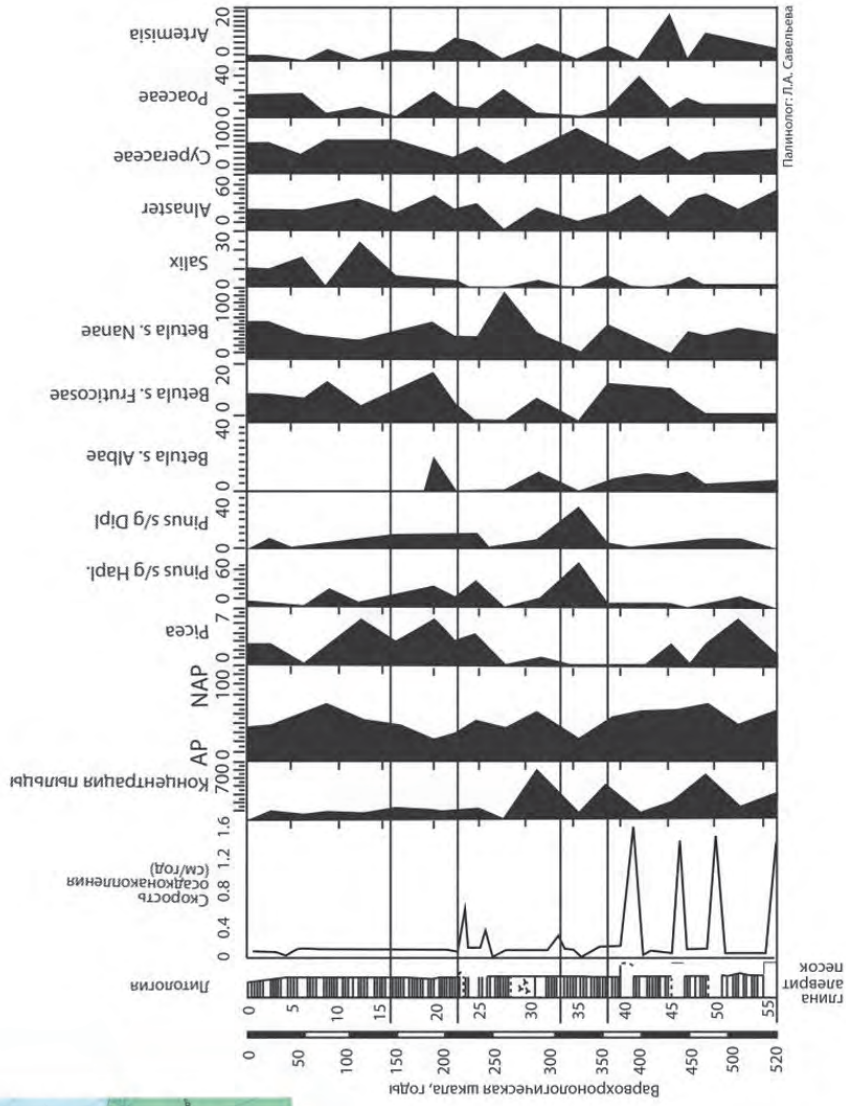


Рис. 4.4. Озеро Щель на п-ове Таймыр и результаты исследования его донных отложений.

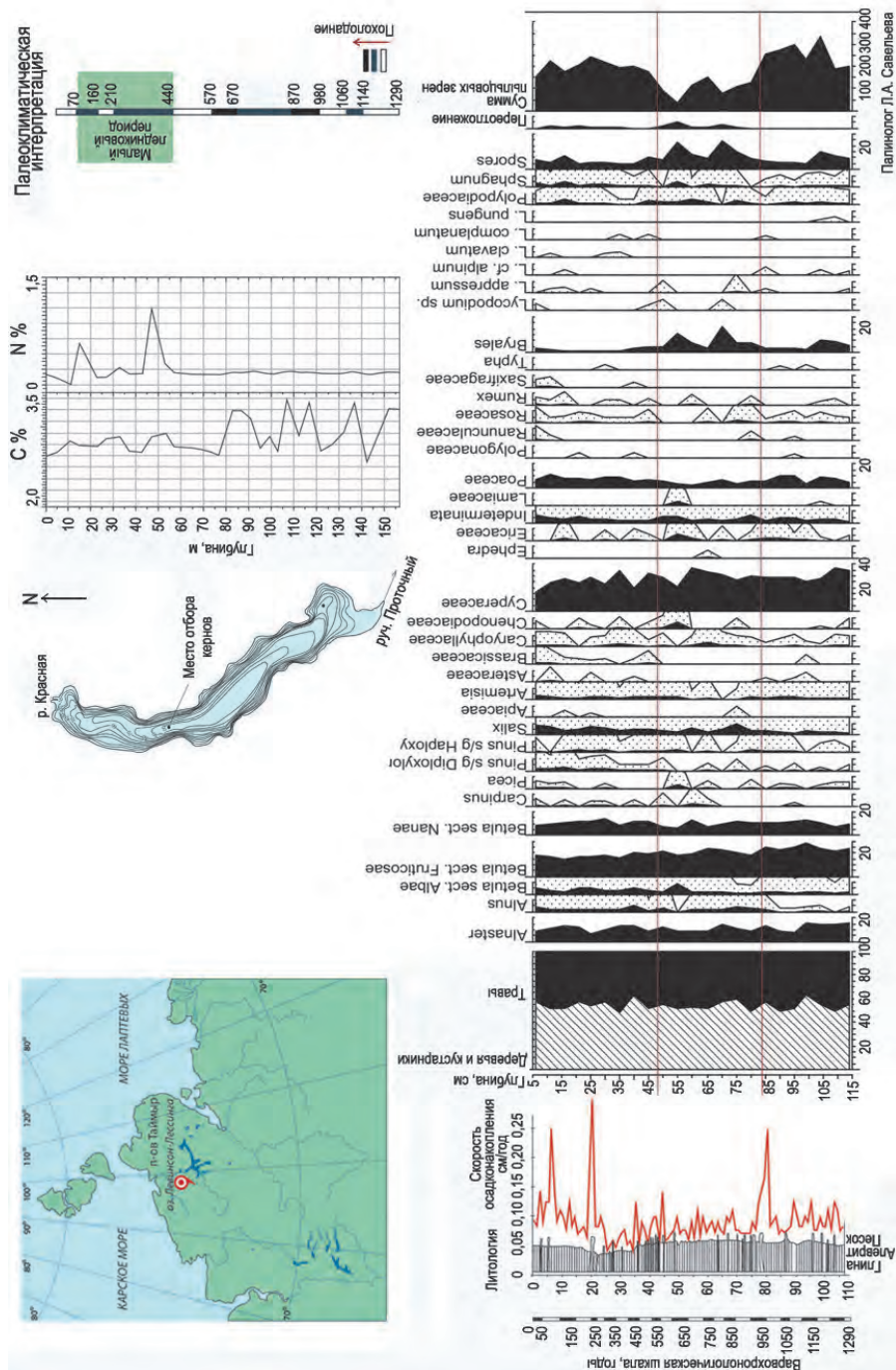


Рис. 4.5. Озеро Левинсон-Лессинга и результаты исследования его донных отложений.

но неблагоприятные условия для вегетации растений сложились 670—570 лет назад (глубина 55—45 см) и 980—870 лет назад (глубина 80—70 см). В этих интервалах глубины количество пыльцы древесных заносных видов, а также общее содержание пыльцы достигают минимума (Большаянов, Павлов, 2004). Скорость осадконакопления имеет тенденцию к уменьшению, на кривой не наблюдается пиков, связанных с присутствием песчаных прослоев. В целом режим осадконакопления равномерный.

В этот период в озере откладывались в основном ленточные глины. Обращает на себя внимание тот факт, что наряду с уменьшением количества пыльцы карликовых берез и ив, уменьшилась и концентрация в осадках пыльцы осоковых. Вполне вероятно, что это связано и с широким распространением в бассейне озера снежников и ледников, перекрывавших водоемы. В проанализированной колонке донных отложений песчаных прослоев значительно меньше и они менее мощные, чем в других исследованных озерах. Это частично объясняется удаленностью точки отбора осадков от реки Красной, приносящей основное количество обломочного материала в озеро. С другой стороны, площадь водосбора озерно-речной системы озера Левинсон-Лессинга несравненно больше, чем озера Щель. Это различие, по-видимому, ответственно за значительные различия в последовательности накопления песчаных прослоев в двух рядом расположенных озерах. Если в небольшом озере Щель катастрофический сток талых вод в озеро мог быть вызван незначительными кратковременными потеплениями, то таяние ледников и снежников, вызванное этими же событиями в бассейне озера Левинсон-Лессинга, оказалось незафиксированным в донных отложениях его южной части.

Выше по разрезу — в интервале глубины 45—35 см, что соответствует периоду 570—440 лет назад по варвометрической шкале, отмечается некоторое увеличение роли *Pinus s/g Hapl.*, *Betula sec.Fruticosae* и других древесных за счет уменьшения роли пыльцы семейств *Alnaster*, *Salix*, *Cyperaceae*, что свидетельствует о непродолжительном потеплении. Период 440—210 лет назад характеризуется наименьшей скоростью осадконакопления, что можно связать со второй волной похолодания в районе озера Левинсон-Лессинга, когда снос обломочного материала в озеро замедлился из-за аккумуляции атмосферных осадков в виде снежников в пределах водосборного бассейна озера. Несколько позднее, 200—210 лет назад, отложился песчаный прослой мощностью около 3 мм, содержание пылевых зерен в котором приближается к максимальному для всего керна. По-видимому, в это время произошло резкое потепление, которое привело к таянию снежников и резкому сбросу в озеро обломочного материала. Промежуток времени 160—70 лет назад по палинологическим характеристикам и ходу кривой скорости осадконакопления очень напоминает описанный выше период 440—210 лет назад, когда озеро и его водосборные площади были снова законсервированы снегом и льдом.

Озера Астрономические расположены на п-ове Таймыр к северо-западу от озера Таймыр, в районе слияния реки Мамонты и ручья Зеленого (рис. 4.6).

Здесь в поле развития галечно-гравийных морских отложений развиты чрезвычайно интересные формы рельефа, оставшиеся после вытаивания пассивного ледника в какую-то из фаз позднеплейстоценового или голоценового оледенения полуострова Таймыр (Большаянов, 2006). Озера также являются свидетелями вытаивания льда. Некоторые из них, даже небольшие, имеют несколько котловин с довольно крутыми склонами, что является признаком проявления гляциокарстового

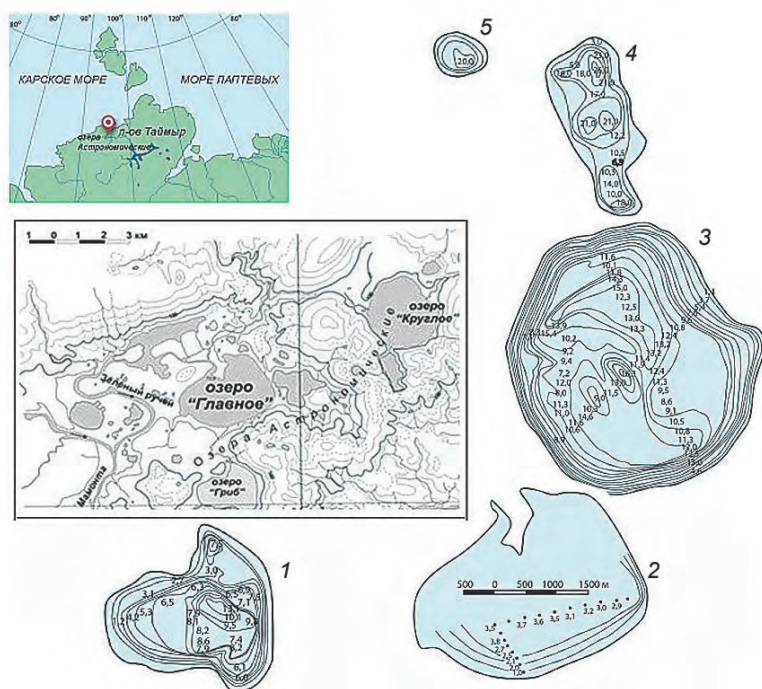


Рис. 4.6. Расположение и батиметрия озер Астрономических на п-ове Таймыр.

1 — озеро Грив; 2 — озеро Главное; 3 — озеро Круглое; 4 — озеро Кастет; 5 — озеро Провал.

процесса — вытаивания захороненных осадками льдов. Максимальные значения глубины (до 26 м) обнаружены в озере Кастет, расположенном к югу от озера Круглого и характеризующемся очень резким рельефом дна с тремя изолированными котловинами. В озере Круглом, несмотря на общее плоское дно, также имеются котловины глубиной до 16 м. Максимальная измеренная глубина в озере Грив составляет 13,4 м. Оно также характеризуется изолированными котловинами. Максимальная измеренная глубина в озере Провал составляет 21 м, а в озере Главном — 3,9 м. В среднем глубина озер составляет 9—11 м.

Из озер Круглого и Грив в 1999 г. были отобраны донные осадки. Отбор производился пробоотборной трубкой ГОИН длиной 1 м.

По колонке из озера Круглого проведен спорово-пыльцевой анализ, для чего было отобрано 30 образцов (отбор производился непрерывно).

По колонке из озера Грив проведен геохимический анализ. Исследования проводились на автоматическом анализаторе «Vario ELIII» в российско-германской Лаборатории морских и полярных исследований им. Отто Шмидта. Выявлялось содержание трех элементов: органического и неорганического углерода и азота. Исследованию подверглись 57 образцов. Отбор образцов производился непрерывно по 2 см, реже по 1 см. Результатом исследования стали кривые содержания перечисленных элементов по всей мощности колонки.

Донные осадки из озера Грив по колонке № 1238 представлены глинами и алевроитами с неясной тонкой слоистостью. На глубине 22—29 см описано множество тонких, до 0,5 см, горизонтальных прослоев песка мелкозернистого [<http://>

paleopolar.aari.ru/]. Осадки представляют собой озерные глины и алевриты с тонкой горизонтальной ленточной слоистостью. Для колонки из озера Круглого на глубине 35—45 см отмечен слой мелкозернистого песка, насыщенного органическими остатками — веточками растений. Ниже, на глубине 51—52 см, находится прослой песка мелкозернистого с редкими зернами хорошо окатанного гравия. Зерна гравия встречаются в подстилающем слое вплоть до видимой мощности осадка. Верхние 2,5 см деформированы в процессе отбора керна. В результате подсчета годовых слоев в колонке из озера Круглого определен возраст накопления осадка — 373 года \pm 20 лет. Средняя скорость осадконакопления составила 1,5 мм/год. Максимальная скорость осадконакопления была получена на глубине 37 см и составила 5 мм/год.

По колонке донных отложений из озера Гриб был проведен геохимический анализ на содержание органического и неорганического углерода и азота. Анализ показал, что содержание неорганического углерода мало (не превышает 0,2 %) и распределено равномерно по мощности колонки. Однако можно выделить два интервала с максимальными (105—50 см) и минимальными (50—0 см) значениями. Кривые изменения содержания органического углерода и азота в целом повторяют друг друга. Имеются минимумы содержания на глубине 4—9, 25—45 и 76—89 см. На глубине 39 см получены наименьшие значения содержания органического углерода (1,2 %) и азота (0,11 %). Максимальные значения приурочены к глубине 10 см и составляют 1,98 % для углерода и 0,22 % для азота (рис. 4.7).

Для проведения спорово-пыльцевого анализа (палинолог В.В. Разина) из колонки осадков озера Круглого было отобрано 30 образцов. Отбор проб проводился непрерывно. Спорово-пыльцевая диаграмма (см. рис. 4.7 а) построена с использованием программы CORE20.

Палинозона 1 выделяется на глубине 54—51 см. Зона характеризуется преобладанием в общем составе пыльцы трав (70 %) с доминантной ролью злаковых (до 50 %), осоковых (30 %) и полыни (10—15 %). Из пыльцы древесной растительности присутствуют береза (10 %) и в меньшей степени ольховник (4—5 %). Присутствие пыльцы ели и сосны также не превышает 10 %. Из кустарниковых видов была обнаружена пыльца ивы в количестве (5—10 %). Разнотравье представлено пылью разнообразных семейств: сложноцветных, цикориевых, гвоздичных, кипрейных, лютиковых, розовых, капустных, маковых, гречишных. Для данной палинозоны характерна бедность спорового состава растительности.

Палинозона 2 выделяется на глубине 51—48 см. Данный интервал выделен в отдельную зону на основании полного отсутствия пыльцы и спор в образце.

Палинозона 3 выделена на глубине 48—47,5 см. В общем составе растительности преобладает пыльца трав (65—70 %), представленная осоковыми (35—40 %), злаковыми (до 20 %), полынью (10 %), в то время как содержание пыльцы древесной растительности не превышает 30 %. Из древесных видов обнаружены пыльца березы, единично — хвойных, из кустарников — ольховника и ивы. Растительность разнотравья богато представлена такими семействами, как сложноцветные, гвоздичные, маревые, лютиковые, розовые, гречишные, маковые. Споровая растительность представлена бедно.

Палинозона 4 выделяется на глубине 47,5—44 см. Данный интервал выделен в отдельную зону на основании полного отсутствия пыльцы и спор в образце.

Палинозона 5 выделена на глубине 44—40 см. Зона характеризуется увеличением в общем составе пыльцы древесных видов от 30 до 70 %. Среди древесной растительности доминирует пыльца березы (30—40 %), среди кустарников преоб-

ладают ольховник (5 %), ива 1—3 %. Содержание пыльцы кустарничков — березки карликовой — достигает 15—20 %. Присутствие пыльцы хвойных незначительно. В группе трав господство принадлежит пыльце осоковых и злаковых (20—30 %), сокращается присутствие полыни и появляется пыльца вересковых (1—2 %). Разнотравье представлено разнообразно. Характерно присутствие водорослей *Pediastrum*. В группе споровых единично встречаются споры плаунов и полиподиумов.

Палинозона 6 выделена на глубине 40—38 см на основании полного отсутствия пыльцы и спор в образце.

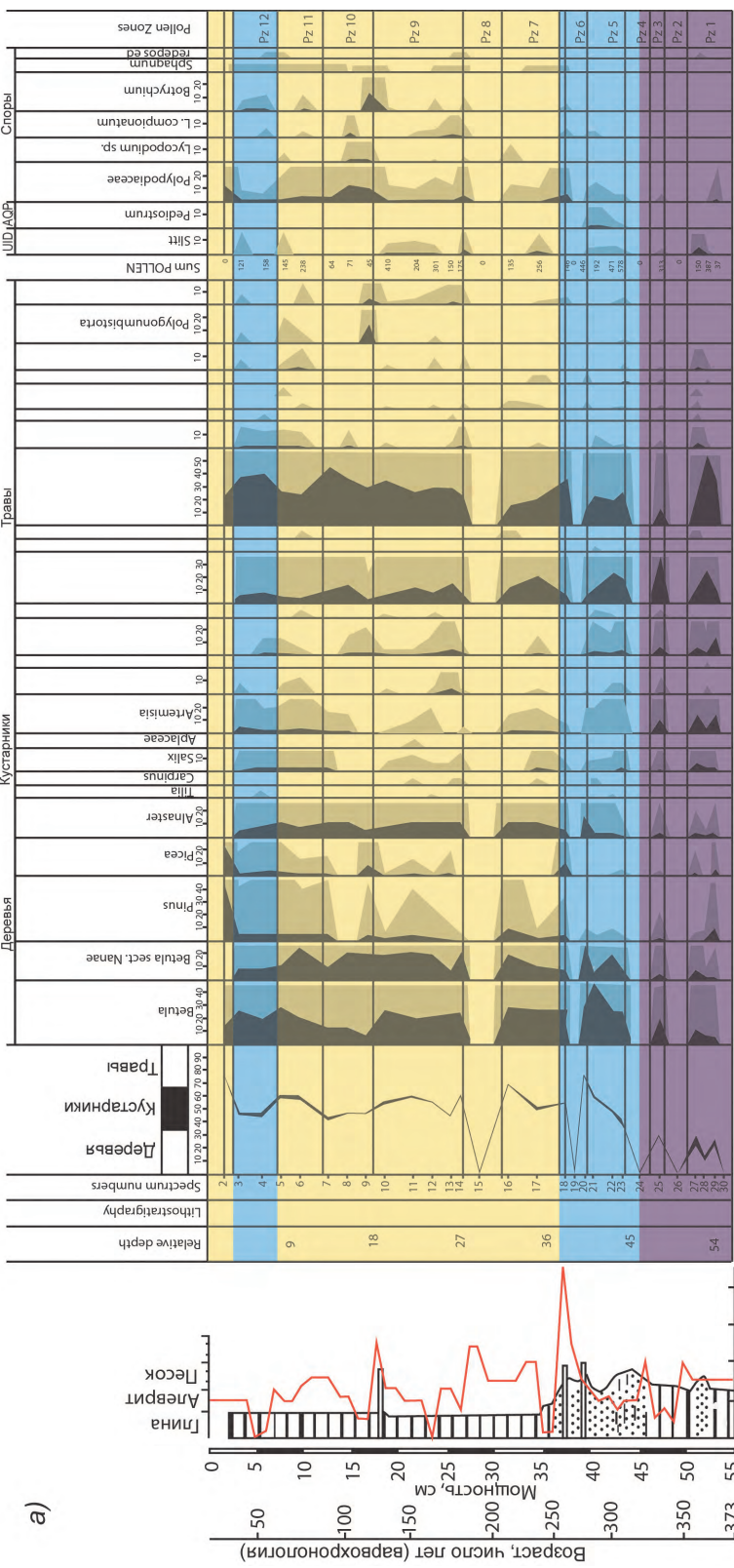
Палинозона 7 выделена на глубине 38—31 см. Зона характеризуется преобладанием в общем составе пыльцы древесных и кустарниковых видов (70 %), представленной главным образом березой (30—40 %). Среди кустарников возрастает роль ольховника (10—15 %), ивы (1—3 %). Содержание пыльцы кустарничков — березки карликовой — достигает 20 %. Присутствие пыльцы хвойных возрастает до 5—10 %. В группе трав преобладает пыльца злаковых (25—40 %), осоковых (20—25 %). Еще более сокращается количество пыльцы полыни (1—2 %); пыльца вересковых обнаружена в таком же количестве (1—2 %). Богато представлено разнотравье. В группе споровых возрастает роль семейства Polypodiaceae (5—7 %), единично встречаются различные виды плаунов, сфагнома.

Палинозона 8 выделена на глубине 31—27 см. на основании полного отсутствия пыльцы и спор в образце.

Палинозона 9 выделена на глубине 27—18 см на основании преобладания в спектрах пыльцы древесной и кустарниковой растительности (50—60 %), представленной главным образом пылью березы (20 %), ольховника (10—13 %), ивы (1—2 %). Из кустарниковых видов отмечается пыльца карликовой березки в количестве 10—20 %. Роль хвойных незначительна (3—5 %). В группе трав доминирует пыльца злаковых (30—33 %), осоковых (10—15 %). Содержание пыльцы вересковых и полыней незначительно и составляет всего 1—2 %. Разнотравье богато представлено пылью семейств сложноцветных, гвоздичных, маревых, розовых, лютиковых, гречишных. В составе спектров группы споровой растительности ведущая роль принадлежит полиподиумам и различным видам плаунов; отмечаются также перетолженные споры. В группе древесных обнаружена перетолженная пыльца граба.

Палинозона 10 выделена на глубине 18—13 см. Роль древесной растительности в спектрах общего состава уменьшается до 40—45 %. Пыльца древесной растительности по-прежнему представлена березой (25—30 %), кустарниковым видом ольхи (8—10 %), из кустарничков — карликовой березкой (10—20 %). Кривая пыльцы ивы сводится к нулевому значению. Уменьшается содержание пыльцы хвойных до полного ее исчезновения, например пыльцы сосны на глубине 14—16 см. В группе трав резко возрастает содержание пыльцы злаковых (до 45 %) и осоковых (до 20 %) за счет уменьшения содержания пыльцы разнотравья. На глубине 18—16 см отмечается увеличение содержания пыльцы вересковых (до 7 %). В группе споровых резко возрастает содержание спор полиподиумов.

Палинозона 11 выделена на глубине 13—8 см. В спектрах общего состава преобладает пыльца древесной, кустарниковой и кустарничковой растительности, главным образом березы (до 30 %), ольхи (до 10 %) и карликовой березки (10—20 %). Отмечается рост кривой ивы (до 5 %). В группе трав по-прежнему доминирует пыльца злаковых (20 %), осоковых (10 %), полыней (3—5 %), в незначительном количестве присутствует пыльца вересковых. Разнотравье представлено богато.



Спорово-пыльцевая диаграмма (палинолог Газина В.В.)

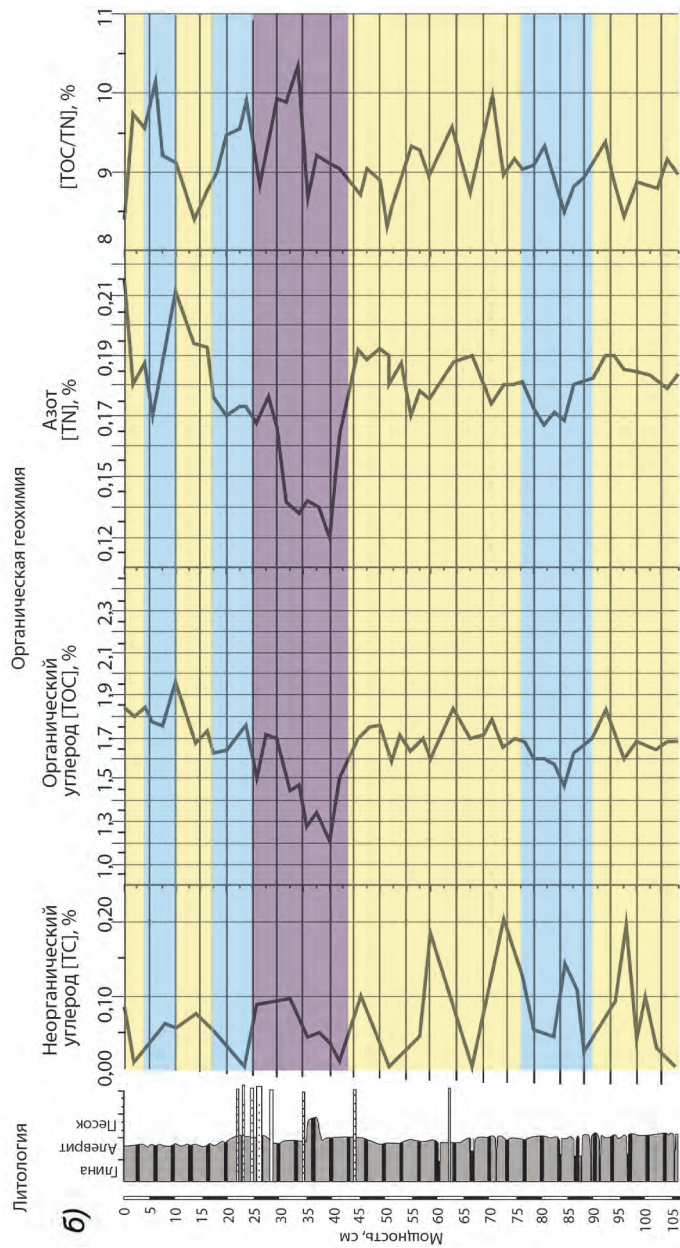


Рис. 4.7. Результаты палинологических исследований, скорость осадконакопления и литологическое описание колонки донных осадков озер Астрономических.

a — озеро Круглое, *б* — озеро Гриб.

Палинозона 12 выделена на глубине 8—3 см. В спектрах общего состава содержание древесной и кустарниковой растительности и трав приблизительно одинаково. Из древесных форм 20 % составляет пыльца березы, содержание ольховника и карликовой березки достигает 10 %. В группе трав господствует пыльца злаковых (30—40 %) с примесью осок (до 10 %). В группе спор в незначительном количестве присутствуют споры полиподиумов. Состав поверхностной пробы выявил присутствие пыльцы берез, карликовой березки, сосны, ели, ольховника, злаковых, полиподиумов.

По палинологическим данным по колонке донных осадков из озера Круглого выделяются этапы с относительным неблагоприятными условиями для произрастания растительности. Наиболее неблагоприятный этап отмечен на глубине 56—45 см, что соответствует варвохронологическому возрасту 370—320 лет. Более благоприятные условия выделены на глубине 45—36 и 7—3 см. Оставшиеся интервалы соответствуют условиям, сходным с современными. Также на глубине 45—37 см залегает слой песка, насыщенного органическими остатками, и отмечается повышение скорости осадконакопления. Вероятно, похолодание климата, отмеченное по изменению состава растительности в нижележащем слое, привело к накоплению масс снега в пределах водосборного бассейна озера и закрытию водоема льдом в течение нескольких лет. После незначительного потепления озеро вскрылось от льда и начался активный снос материала со склонов котловины, следствием чего стал описанный выше песчаный слой.

Таким образом, наиболее холодный и сухой климат относится к периоду 370—320 лет назад; позднее климат стал более влажным и теплым вплоть до 250 лет назад. Начиная с 250 лет назад и до 70 лет назад состав растительности не изменялся и соответствовал современному. На коротком интервале 70—40 лет назад палинологический спектр несколько изменился за счет уменьшения пыльцы древесных растений, что может говорить о некотором похолодании. В последние годы климат оставался сравнительно теплым и влажным.

По данным из озера Гриб выделяются интервалы, соответствующие разной активности продуцирования органического вещества как в водоеме, так и в пределах его водосборного бассейна. Минимальные значения приурочены к глубине 45—25 см. В это время резко сократилось продуцирование органического вещества, что свидетельствует об ухудшении климатической обстановки — похолодании. В этом интервале глубины резко изменилось соотношение ТОС/TN-индикатора преобладания аллохтонного органического вещества над автохтонным. Увеличение относительного содержания органического углерода по сравнению с азотом говорит о том, что основная масса органического вещества продуцировалась в озере, а принос был минимальным.

Следовательно, озеро могло быть закрыто льдом в летний период на продолжительное время. Далее климатическая обстановка плавно изменялась в сторону потепления. Так, на глубине 25—17 см происходит повышение и стабилизация накопления органического вещества. Свидетелями повышения эрозионной активности вследствие потепления и таяния накопленного снега являются многочисленные песчаные прослои на глубине 27—21 см.

В последних фазах формирования озерного осадка содержание органического углерода и азота возросло и достигло максимума для всего керна. Единственное непродолжительное похолодание отмечается на глубине 9—4 см, где содержание исследуемых элементов снижается.

На глубине 105—45 см продуцирование органического материала происходило без особых изменений; лишь на глубине 90—75 см значения несколько уменьшаются.

При сравнении палеоклиматических сигналов из двух исследованных озер, полученных разными методами (палинологический и геохимический), выявлена синхронность их появления. Так, в озере Круглом по палинологическим данным наиболее холодные условия отмечаются в нижнем интервале глубины (56—45 см), после чего климатическая обстановка несколько улучшается, приближаясь к современной. Кроме того, отмечен последний этап похолодания в верхней части колонки. По данным геохимических исследований для осадков озера Гриб наиболее низкие значения содержания органического вещества приходятся на интервал глубины 45—25 см. Затем продуцирование постепенно увеличивается вплоть до максимума и снова незначительно уменьшается. Завершают климатический ряд условия, соответствующие высокому продуцированию органического вещества.

Из вышесказанного можно заключить, что скорость осадконакопления, рассчитанная по количеству годовых слоев в озере Гриб, несколько ниже, чем в озере Круглом. Окончание основного этапа похолодания для этого озера на глубине осадка 25 см относится ко времени 320 лет назад, а весь отобранный осадок накопился за 1300 лет.

Из полученных данных видно, что за время формирования 100-сантиметровой толщи осадков в озерах климат изменялся неоднократно. Зафиксированные похолодания можно отнести ко времени Малого ледникового периода, установившегося на этой территории 450—70 лет назад (Большиянов, Павлов, 2004).

4.1.4. Плато Путорана

Озеро Лама в отличие от других исследованных нами озер лежит не в арктической зоне, а в более теплой субарктической, да и к тому же в пределах плато Путорана (см. рис. 4.1). В связи с этим, а также вследствие больших размеров озера и водосборного бассейна кривые колебания скорости осадконакопления и палиноспектры не имеют значительных перепадов (рис. 4.8). В процессе осадконакопления, вероятно, происходило усреднение последствий климатических изменений.

Похолодание климата во время Малого ледникового периода для озера Лама определено периодом 520—90 лет назад и разделяется на две фазы периодом короткого потепления 410—290 лет назад. В спорово-пыльцевых спектрах (палинолог В.В. Разина (Большиянов, Павлов, 2004)), относящихся к теплomu интервалу, присутствует большее количество пыльцы древесных, кустарниковых и кустарничковых видов, таких как *Betula sect. Albae*, *Betula nana*, семейств *Alnaster*, *Salix*. В этом же интервале отмечается увеличение скорости осадконакопления и общего содержания пыльцы, появление диатомовых водорослей, соответствующее песчаному прослою в керне. Границы изменений климата от похолодания к потеплению четко отбиваются песчаными прослоями на фоне тонких алевроит-глинистых варвов. Двум холодным фазам соответствует доминирование пыльцы древесной растительности, полное отсутствие диатомовых водорослей и плавное изменение скорости осадконакопления.

Исследование донных отложений других озер плато Путорана (Таликит, Капчук, Тонель) (<http://paleopolar.aari.ru/>) также позволили определить климатические колебания по результатам варвометрического, геохимического и спорово-пыльцевого анализа (рис. 4.9).

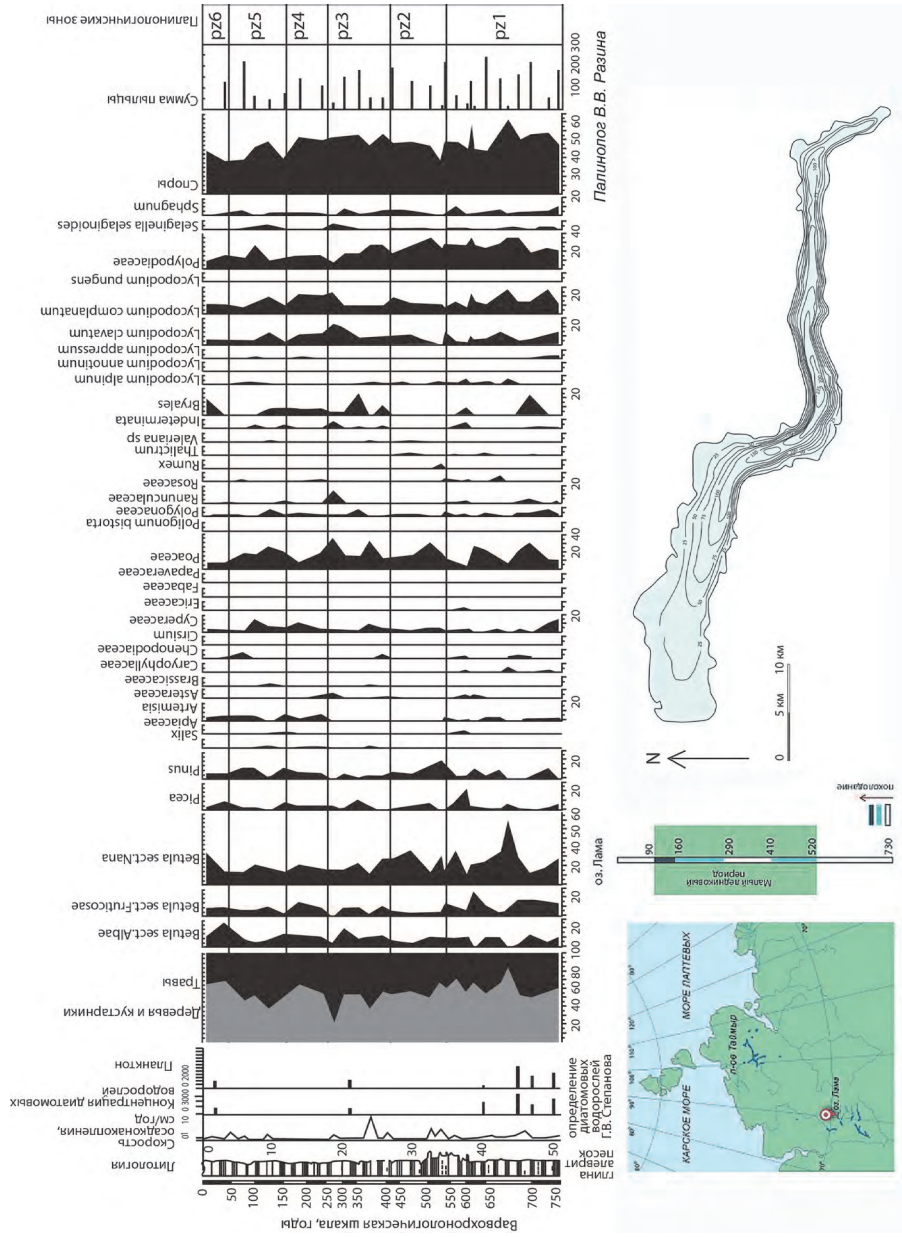


Рис. 4.8. Озеро Лама и результаты исследования его донных отложений.

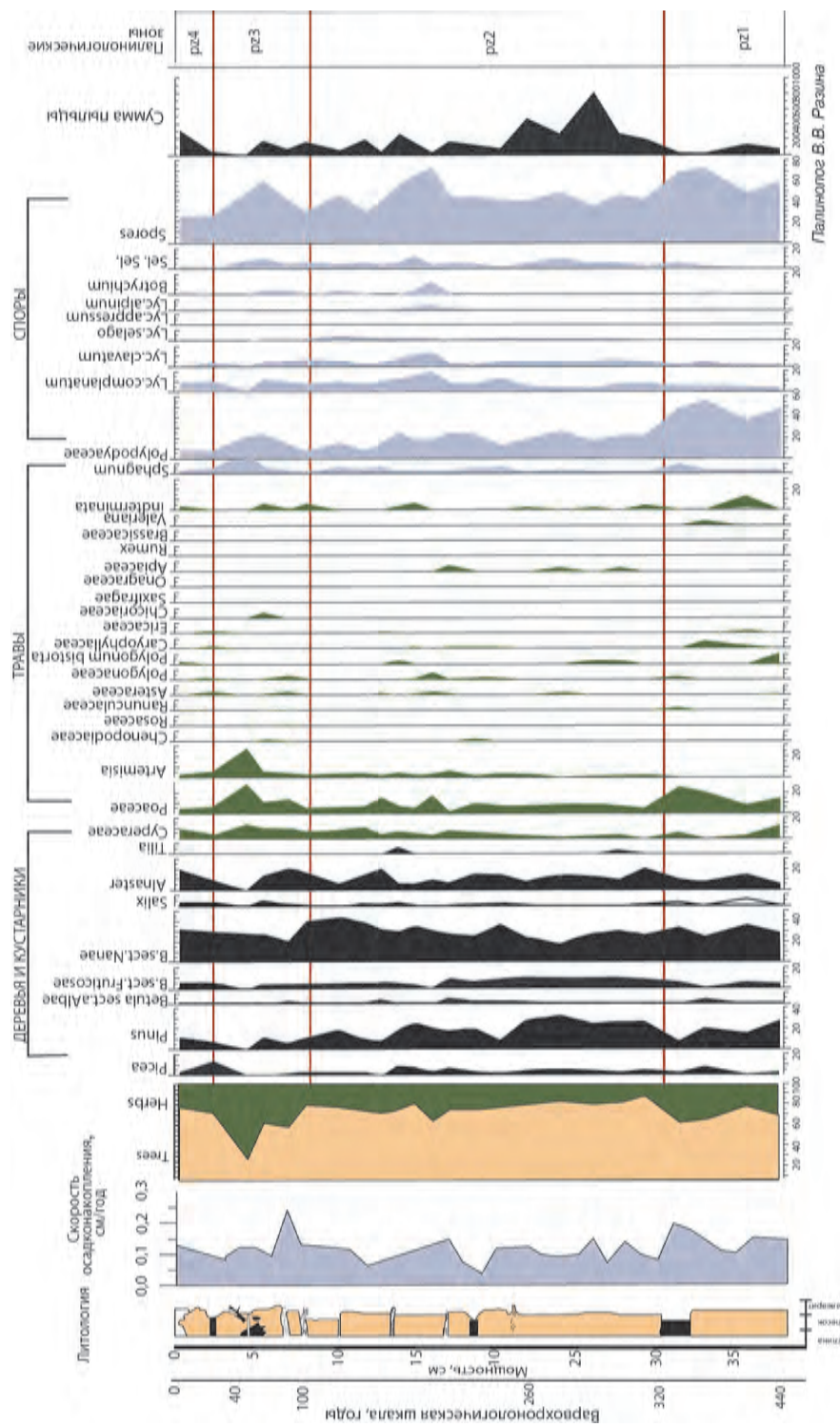


Рис. 4.9а. Результаты исследования донных отложений озера Таликит.

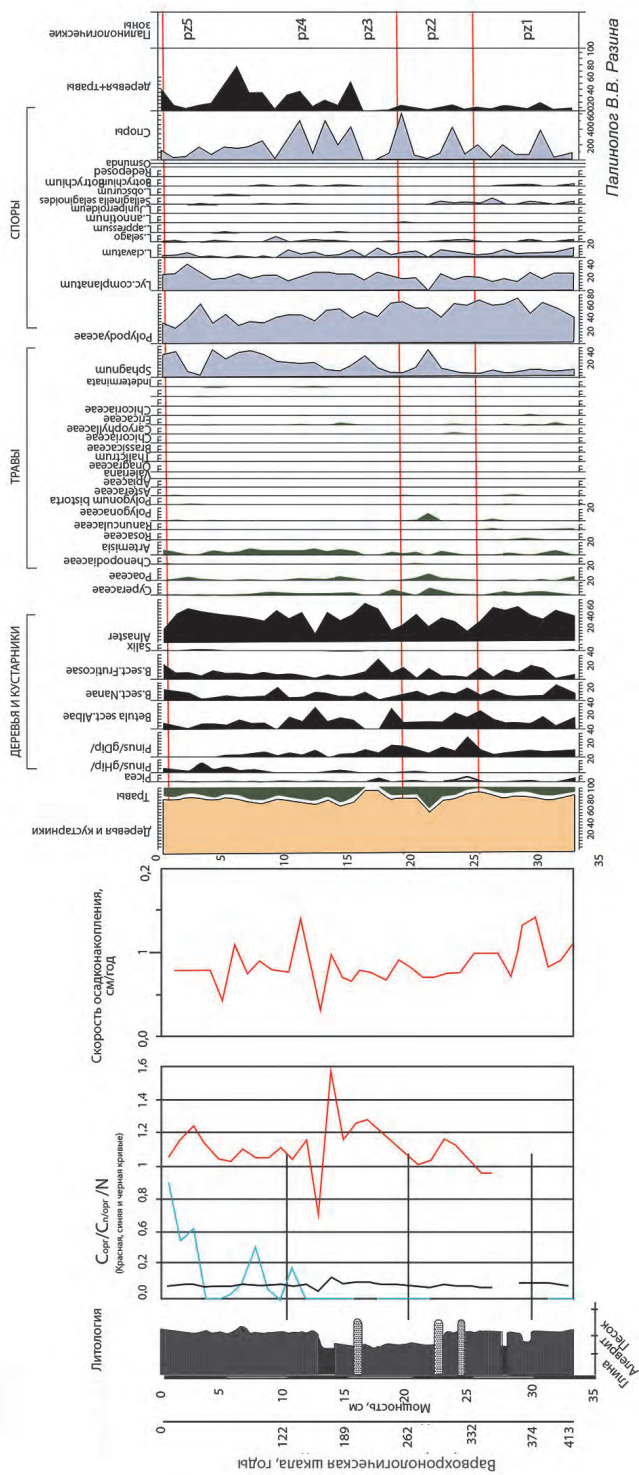
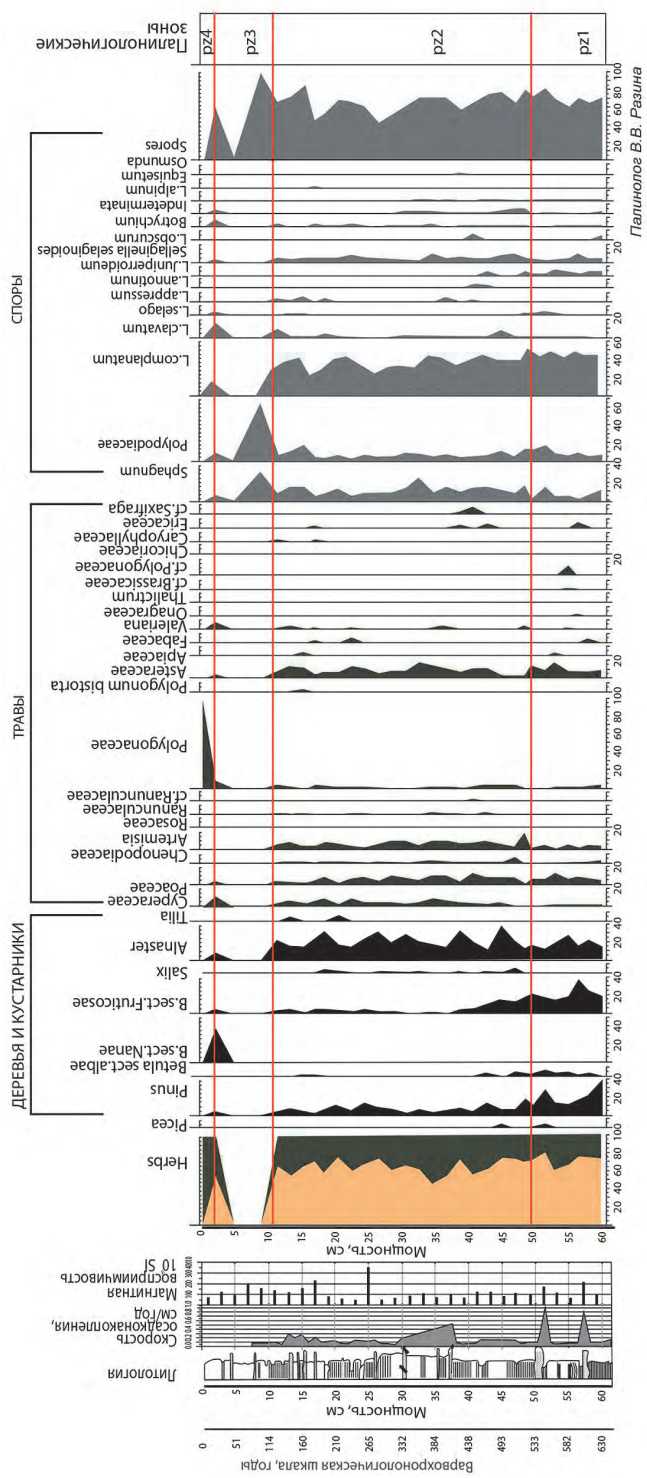


Рис. 4.9б. Результаты исследования донных отложений озера Капчук.



4.1.5. Южное побережье моря Лаптевых

Озеро Ментикелир Восточное расположено у подножия кряжа Прончищева к западу от дельты реки Лены в точке с координатами 73°27,617'с.ш. 116°20,897'в.д. (рис. 4.10).

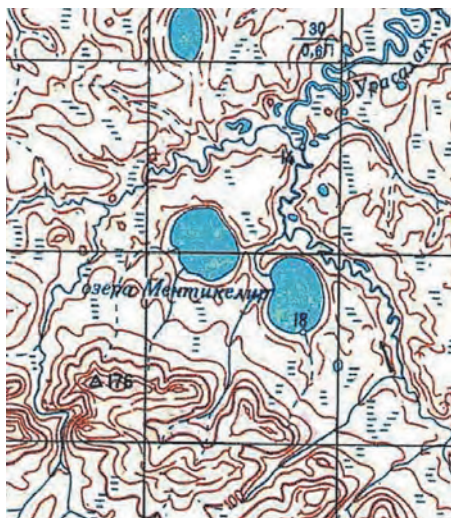


Рис. 4.10. Местоположение озер Ментикелир.

Длина колонки донных осадков из озера Ментикелир Восточное, взятая из самой глубокой части озера, составила 42 см. Характер отложений — ленточные глинистые алевриты, разделенные песчаными прослоями, свидетельствует о ритмичном осадконакоплении, прерываемом катастрофическими событиями стока в озера большого количества обломочного материала. Ленточная слоистость позволила определить скорость осадконакопления и возраст накопившихся и изученных отложений. Палинолог О.Ф. Дзюба выделила в осадках и на диаграмме три палинозоны (рис. 4.11).

Спорово-пыльцевые зоны отложений, формировавшихся в последние 320 лет, отражают растительность типичных тундр с доминированием кустарников, кустарничков (карликовые березы, ольховник, ива, вересковые) и травянистых растений, представленных в первую очередь злаками и осоками. Таким образом, в целом климатические условия мало отличались от современных.

Тем не менее состав пыльцевых спектров палинозоны 2 отражает, скорее всего, самую влажную и прохладную за весь исследованный период климатическую обстановку, ограниченную периодом 225—125 лет назад. Основной растительной доминантой здесь были осоковые, карликовая береза, ольховник и ива. Удалось зарегистрировать здесь и максимальное по всему разрезу содержание пыльцы влаголюбивой валерианы. Злаковые травы в этот период резко сократили свою репродуктивную деятельность, что также может быть показателем повышения влажности окружающей среды. О том же свидетельствует и повышение содержания в спектрах, относящихся к этому времени, споровой растительности, поскольку она представлена в основном влаголюбивыми таксонами: сем. *Polypodiaceae*, р. *Selaginella*, *Lycopodium annotinum*. В этой же палинозоне зафиксировано и максимальное по всему разрезу содержание спор сфагновых мхов (*Sphagnum sp.*). Также в этой зоне зафиксирована плохая сохранность пыльцы и тератоморфные (уродливые) пыльцевые зерна, кото-

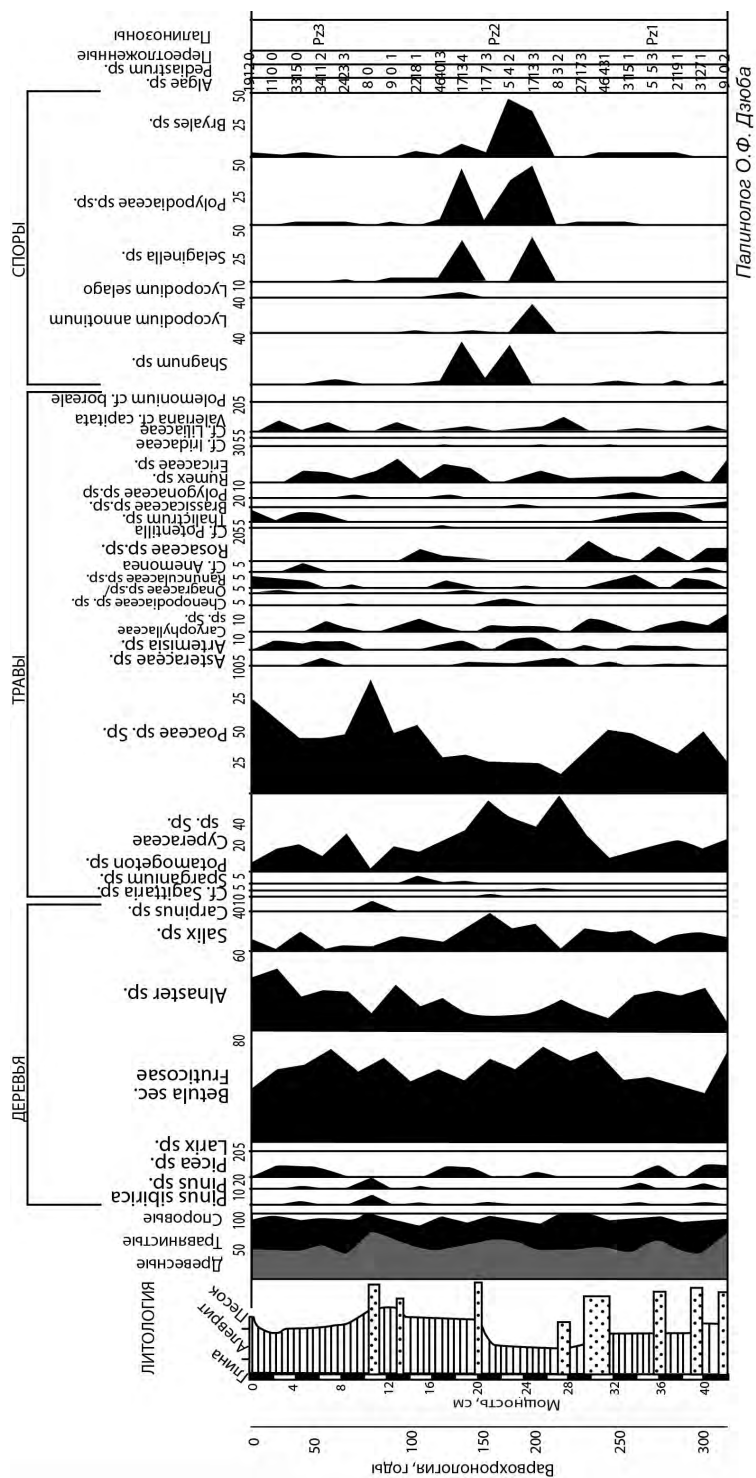


Рис. 4.11. Спорно-пыльцевая диаграмма донных отложений озера Ментикелир Восточное.

рые свидетельствуют о неблагоприятных экологических условиях произрастания растительности, связанных, скорее всего, с угнетающими растительность климатическими условиями.

В период 125—75 лет назад резко сократилось содержание споровых растений, а также общее количество пыльцы в пробах, уменьшилось количество травянистых растений, особенно из семейств *Rosaceae*, *cf. Anemonea*, *Ranunculaceae*, *Onagraceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *rassicaceae*, *Rumex*, *Asteraceae*. Это был, вероятнее всего, самый холодный период за все последние 320 лет. В середине холодного периода, 140—160 лет назад, в составе второй выделенной пыльцевой зоны кратковременно и незначительно появляется пыльца лиственницы. Поскольку пыльца лиственницы не может быть перенесена далеко от места произрастания растений, есть основания предположить спороношение лиственницы в тот период на водоразделе озер Ментикелир.

Примерно 70—75 лет назад наблюдается всплеск содержания пыльцы как по общему содержанию, так и для отдельных видов. Возрастает количество заносной пыльцы сосны, березы и даже дальнезаносной пыльцы граба, которая появляется в одном образце и больше не встречается. Для перечисленных выше семейств травянистых растений также отмечается резкое увеличение количества пыльцы. Очевидно, это событие отметило заметное потепление климата.

Строение донных отложений и их геохимический состав представлены на рис. 4.12.

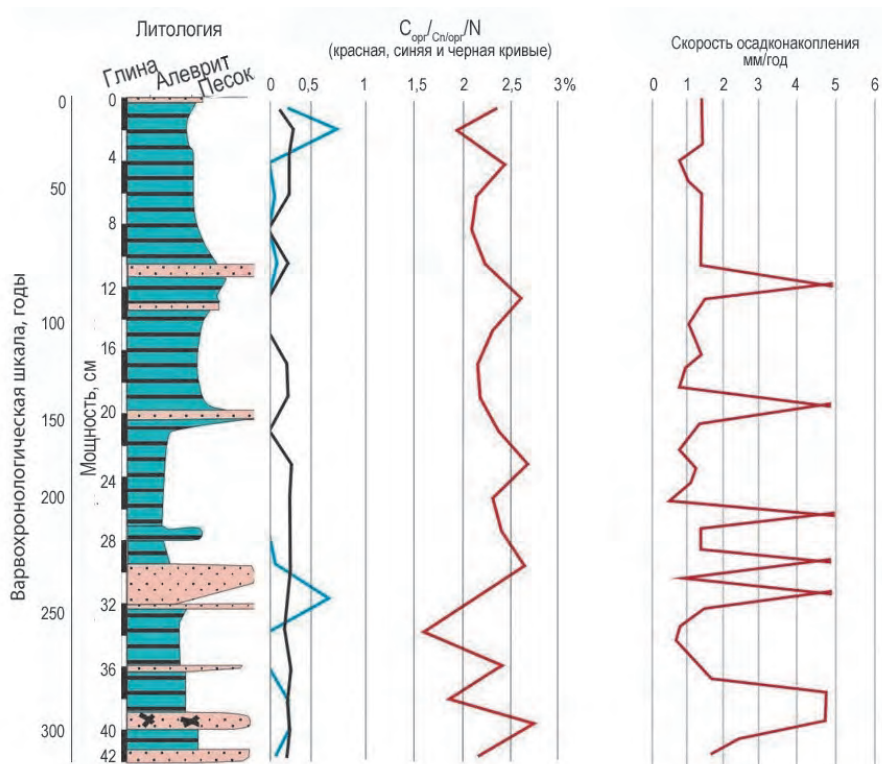


Рис. 4.12. Литологический и геохимический состав донных отложений озера Ментикелир Восточное.

В колонке содержание органического углерода колеблется от 1,6 до 2,6 %. Довольно резко оно уменьшилось до минимальных значений примерно 250 лет назад и заметно возросло примерно 90 лет назад. В этот период осадки откладывались очень неравномерно. Скорость осадконакопления колебалась от 0,2 до 18 мм/год при средней скорости 0,7 мм/год. В это время в озере отложено пять прослоев песка среди ленточных глин. Совокупность фактов свидетельствует о сносе в озеро обломочного материала во время катастрофических событий таяния ледников и снежников кряжа Прончищева в теплые сезоны в целом холодной и влажной фазы развития климата описываемого региона. Эта фаза здесь имела место 250—75 лет назад и стала проявлением широко известного периода похолодания — так называемого Малого ледникового периода.

Колонка осадков другого термокарстового озера — Тунгус-Юнкор, расположенного на расстоянии 7 км к северо-востоку от озера Ментикелир Восточное, в точке с координатами 73°32,002' с.ш. 116°33,387' в.д., сохраняет информацию о климате в период времени от 500 лет назад до настоящего времени. Осадки были подвергнуты геохимическому анализу, который показал низкое содержание органического углерода (рис. 4.13), что интерпретировано как сокращение биопродуктивности в озере в результате похолодания климата в период 500—100 лет назад. Отсутствие результатов спорово-пыльцевого анализа не позволило более точно расшифровать историю изменений климата на основании изучения осадков из этого озера.

Результаты исследования осадков озер продемонстрировали изменения климата при переходе от более теплого периода к Малому ледниковому периоду, который начался в этом регионе Арктики примерно в 1750 г., характеризовался кратковременным потеплением в 1840—1860 гг. и закончился в первой четверти XX столетия. Во время Малого ледникового периода на кряже Прончищева формировались снежники и пассивные ледники, сток воды с которых зафиксирован песчаными отложениями на дне озера Ментикелир Восточное.

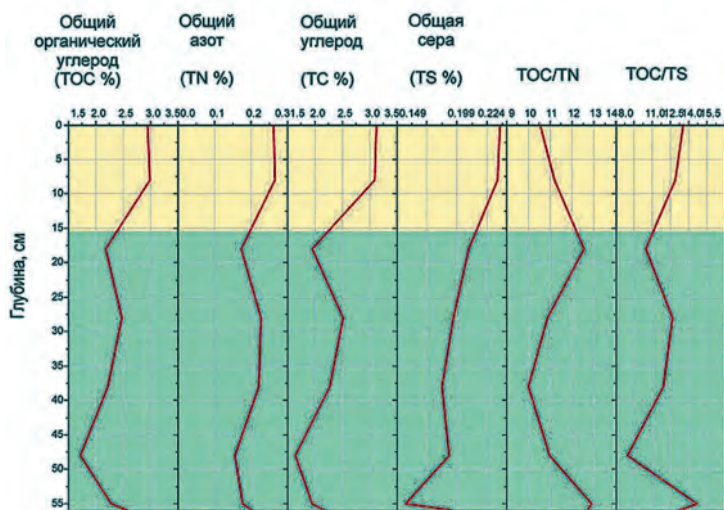


Рис. 4.13. Геохимический состав отложений озера Тунгус-Юнкор.

4.1.6. Общие итоги изучения времени Малого ледникового периода в центральном секторе российской Арктики

В результате исследований донных осадков озер, накапливавшихся в течение последнего тысячелетия, выявляются общие климатические сигналы для различных регионов Арктики и Субарктики. На рис. 4.14 белым цветом отмечены наиболее благоприятные для развития растительности климатические условия. Синий цвет соответствует более прохладным условиям, черный — наиболее холодным в каждой из изученных колонок донных отложений. Для сравнения с другим регионом на рис. 3.24 приведен аналогичный график, построенный на основе палеотемпературной кривой, полученной при изучении ленточных глин озера Изменчивого на архипелаге Северная Земля (см. п. 3.2.3).

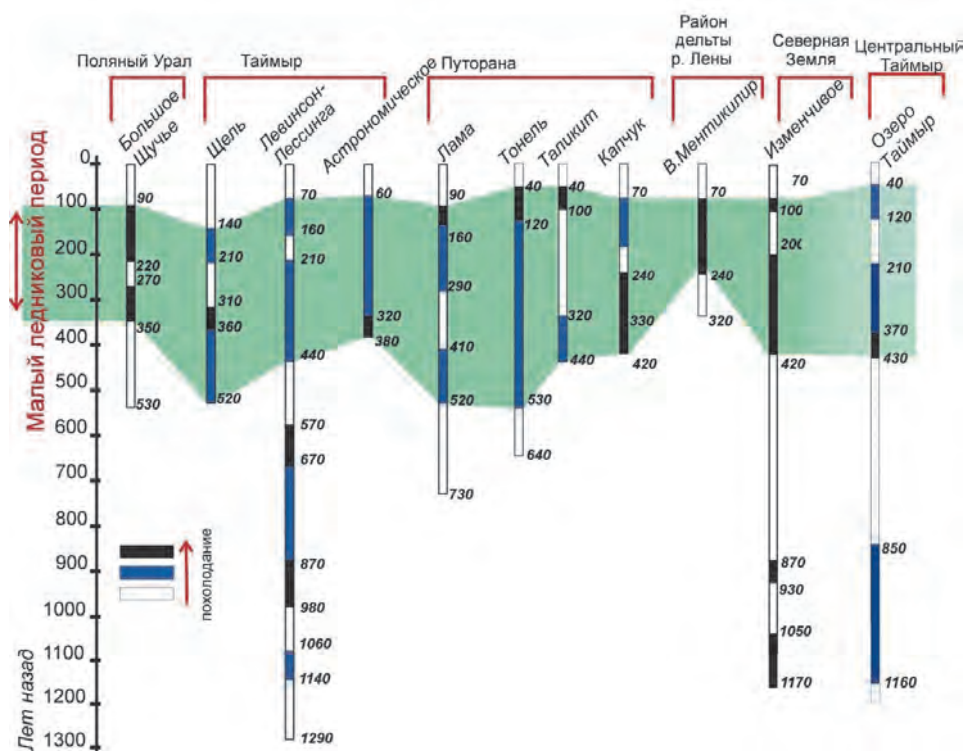


Рис. 4.14. Малый ледниковый период в центральном секторе российской Арктики.

Глава 5.

ПОПЫТКА ПРОГНОЗА КЛИМАТА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОСОБЫТИЙ

5.1. ПРЕДСКАЗУЕМОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Оценка предела статистической предсказуемости климатических изменений была выполнена для всех 14 выделенных секторов Арктики с использованием моделей авторегрессии, выражающей текущее значение процесса в виде суммы конечной линейной совокупности предыдущих значений процесса и белого шума a_p , что может быть записано в следующем виде (Бокс, Дженкинс, 1974):

$$x_t = b_1 x_{t-1} + b_2 x_{t-2} + \dots + b_p x_{t-p} + a_p$$

где p — порядок модели авторегрессии; x_t — значения процесса в равноотстоящие моменты времени $t, t-1, \dots$; b_1, b_2, \dots, b_p — коэффициенты модели.

Порядок модели определялся с помощью критерия Акаике:

$$E(p) = \frac{n+p+1}{n-p-1} \sigma_a(p),$$

где $\sigma_a(p)$ — дисперсия белого шума в модели авторегрессии порядка p , n — длина ряда.

Числовые параметры, связанные с предсказуемостью, представлены в табл. 5.1.

Для всех временных рядов характерен относительно небольшой порядок модели авторегрессии — от 1 до 7, что свидетельствует о слабой зависимости будущего состояния климатической системы в данном районе от ее поведения в прошлом. С другой стороны, как свидетельствуют данные таблицы, доля дисперсии белого шума — непредсказуемой части изменчивости — по сравнению с общей дисперсией процесса невелика. Однако, как показал спектральный анализ, основной вклад в дисперсию процесса вносят долгопериодные колебания. Предел статистической предсказуемости определялся как максимальный сдвиг вперед по времени, когда относительная ошибка прогноза превышала 0,9. Предел статистической предсказуемости можно определить с помощью относительной погрешности прогноза при различном упреждении:

$$d_p(\tau) = D_p(\tau) / \sigma_x^2,$$

где $D_p(\tau)$ — дисперсия ошибки прогноза с упреждением τ , определяемая как:

$$D_p(\tau) = \sigma_a^2 \sum_{j=0}^{\tau-1} \beta_j^2.$$

Последовательность весовых коэффициентов β_j находится рекуррентно согласно схеме, предложенной в работе Алексеева, Священникова (1991).

Определенный подобным образом предел статистической предсказуемости оказался достаточно велик во всех секторах Арктики и достигает 21 шага вперед, т.е. 2100 лет. Исключение составляют лишь две области — Исландия и Таймыр, где

Характеристики предсказуемости температуры воздуха в 14 секторах Арктики

Номер	Сектор	Предел статистической предсказуемости	Относительная погрешность прогноза	Дисперсия белого шума	Порядок модели	Дисперсия	Среднее
	Название						
1	Гренландия	21	0,008	0,48	7	62,30	4,13
2	Исландия	7	0,068	3,17	1	47,00	4,96
3	Шпицберген и Западная Фенноскандия	14	0,006	0,60	5	98,33	7,88
4	Восточная Фенноскандия	21	0,002	0,18	6	87,30	6,43
5	Север европ. части России	12	0,031	2,31	6	73,74	5,54
6	Западная Сибирь	21	0,001	0,11	2	93,91	11,25
7	Таймыр	8	0,033	1,87	3	56,10	2,26
8	Архипелаг Северная Земля	21	0,005	0,68	6	134,54	-1,95
9	Север Восточной Сибири	21	0,004	0,46	2	105,84	7,79
10	Чукотка	18	0,015	1,18	5	79,36	4,13
11	Аляска	21	0,002	0,10	4	50,22	4,74
12	Запад Канадской Арктики	21	0,005	0,24	2	47,91	3,93
13	Центр Канадской Арктики	21	0,004	0,22	3	53,10	6,53
14	Восток Канадской Арктики	17	0,004	0,17	6	39,22	4,45

предел статистической предсказуемости не превышает 700 лет. Существенное понижение статистической предсказуемости в этих областях объясняется, по-видимому, значительно большей случайной изменчивостью климата вследствие влияния таких факторов, как атмосферная циркуляция.

5.2. ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПРОШЛОМ НА БЛИЖАЙШЕЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЕ

В последнее время все основные прогнозы климата исходят из положения, что климат Земли изменяется всецело в результате хозяйственной деятельности человека, и его потепление связывается напрямую с антропогенным изменением газового состава атмосферы и накоплением в ней парниковых газов (Будыко, 1980). Однако на протяжении истории Земли изменения климата происходили без участия человека. В связи с этим логично предположить, что и в настоящее время существуют причины, вызывающие изменения климата, вне зависимости от антропогенного воздействия. В настоящей работе предпринята попытка определить тенденции изменения климата на архипелаге Новая Земля в ближайшем тысячелетии.

Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие задачи: 1) определить колебания климата в прошлом в конкретном регионе, на различных временных отрезках (десяtkи тысяч, тысячи и сотни лет); 2) вычленив из построенных кривых, описывающих колебания климатических параметров, циклические колебания и попытаться выявить закономерность в их проявлении; 3) продолжить построенные палеоклиматические кривые в будущее на основе выделенных климатических ритмов.

Все три задачи чрезвычайно сложны и к настоящему времени не решены ни для одного региона Земли. Исследования последних десятилетий принесли много конкретного материала для восстановления палеоклимата, однако в основном палеоклиматические построения создаются для полушарий, широтных поясов (Будыко, 1980; Борзенкова, 1992; Зубаков, 1986; Зубаков, Борзенкова, 1983).

По результатам исследований палеоклимата Арктики в голоцене, рассмотренных в п. 3.1 настоящей работы, а также предшествующих исследований (Макеев, Большойнов, 1991) установлена значительная временная и пространственная изменчивость климата Арктики. За последние 10 тысяч лет (голоцен) выявлены разновременные наступления теплых и холодных периодов в различных частях Арктики и значительные различия в амплитудах колебаний климатических параметров. В этом исходном положении наши позиции значительно отличаются от взглядов других исследователей, которые считают, что в прошлом изменения климата повсеместно имели синхронный характер (Шполянская, 1999).

Для решения поставленной задачи — определить возможные изменения климата в районе архипелага Новая Земля в будущем — использовались палеоклиматические построения для сектора севера европейской части России и полуострова Таймыр (см. п. 3.1, рис. 3.4.), так как конкретно для архипелага Новая Земля палеоклиматических данных мало. В палеоклиматическую кривую, построенную для севера европейской части России, вошли всего два новоземельских разреза отложений, которые подверглись спорово-пыльцевому анализу и датированы радиоуглеродным методом. Статистическому анализу подвергнуты две кривые, отражающие колебания климата на севере европейской части России и на полуострове Таймыр — в областях, наиболее близких к островам архипелага Новая Земля. Обе кривые хорошо обеспечены данными по сравнению с другими секторами Арктики.

Анализ частотной структуры изменчивости летней температуры воздуха в двух секторах произведен по временным рядам за последние 10 000 лет с дискретностью 10 лет. Частотная структура изменчивости была исследована с помощью взаимного корреляционно-спектрального анализа. В качестве оценки спектральной плотности использовалось следующее выражение (Бендат, Пирсол, 1982):

$$S(w) = \frac{1}{2\pi} \sum_{k=0}^m \left(1 + \cos \frac{\pi k}{m} \right) R_k \cos kw_k$$

где $R_k = \frac{1}{n-m} \sum_{i=1}^{n-m} (T_i - \bar{T})(T_{i+k} - \bar{T})$ — оценка автокорреляционной функции временного ряда; $k = 0, 1 \dots m$ — сдвиг автокорреляционной функции; m — максимальный сдвиг автокорреляционной функции; $w = \pi k/m$ — частота; T_i и \bar{T} — текущее и среднее по всей выборке значения температуры воздуха.

Спектральные характеристики линейной связи двух временных рядов термических условий вычислялись следующим образом:

$$\gamma(w) = \arctg (S_{xy}/S_{yx}); K(w) = S_{xy}^2 + S_{yx}^2/S_x(w) + S_y(w),$$

где $\gamma(w)$ — фаза; w — частота; $K(w)$ — когерентность или корреляция на частоте w ; $S_x(w)$ — спектральная плотность первого временного ряда (полуостров Таймыр); $S_y(w)$ — спектральная плотность второго временного ряда (север европейской части России); S_{xy}, S_{yx} — взаимные спектры двух временных рядов.

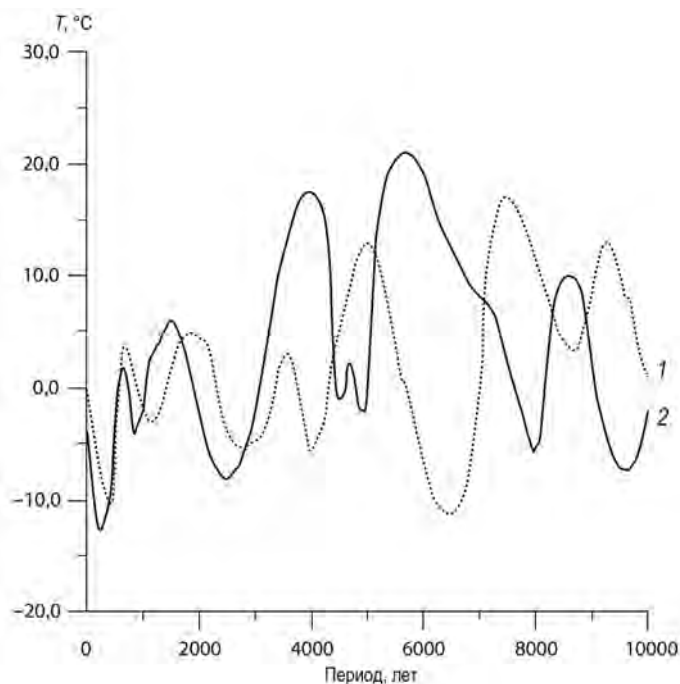


Рис. 5.1. Колебания летней температуры воздуха (в относительных величинах) для п-ова Таймыр (1) и севера европейской части России (2).

По результатам взаимного спектрального анализа, примененного для определения частотной структуры взаимосвязи значений летней температуры воздуха в двух секторах Арктики па протяжении последних 10 000 лет (табл. 5.2, рис. 5.1) можно сделать следующие выводы:

- максимум спектральной плотности для палеотемпературы воздуха на п-ове Таймыр приходится на период около 2400 лет, на других частотах заметные колебания практически не прослеживаются;
- в колебания палеотемпературы на севере европейской части России максимальный вклад вносят колебания периодом около 7200 лет;
- коэффициент корреляции для обоих рядов отрицателен ($-0,2$) и является значимым;
- взаимные колебания с периодом 900, 400, 100 и 80 лет происходят в фазе, но на них приходится незначительная доля общей дисперсии.

Из анализа кривых видно (см. рис.5.1), что в первой половине голоцена колебания летней температуры воздуха с периодом около 2000 лет происходили в противофазе, а во второй половине рассматриваемого промежутка времени — почти в фазе, отчего коэффициент корреляции невелик.

Установлено, что колебания летней температуры воздуха в обоих секторах носят циклический характер и один из важных циклов близок к 2000 годам. На колебания с циклом около 2000 лет приходится 35 % дисперсии. Это означает, что и в этих секторах Арктики действует ритм Петерсона — Шнитникова, равный 1850 годам (Максимов, 1995).

Таблица 5.2

**Результаты взаимного спектрального и корреляционного анализа рядов
летней палеотемпературы воздуха для п-ова Таймыр (ряд 1)
и севера европейской части России (ряд 2).**

Период, годы	Спектральная плотность		Корреляционная функция		Когерентность	Фаза
	Ряд 1	Ряд 2	Ряд 1	Ряд 2		
9999,000	0,151	0,070	-0,202	-0,202	0,001	0,000
7200,000	0,233	0,166	-0,201	-0,204	0,103	1,960
3600,000	0,154	0,253	-0,200	-0,206	0,211	3,155
2400,000	0,190	0,259	-0,199	-0,208	0,197	3,537
1800,000	0,160	0,133	-0,199	-0,209	0,026	3,647
1440,000	0,055	0,047	-0,198	-0,211	0,046	1,897
1200,000	0,160	0,025	-0,197	-0,213	0,106	2,850
1028,571	0,008	0,016	-0,196	-0,214	0,736	0,024
900,000	0,008	0,012	-0,196	-0,216	0,972	0,542
800,000	0,005	0,007	-0,195	-0,217	0,892	0,742
720,000	0,005	0,006	-0,195	-0,218	0,651	1,193
654,545	0,004	0,003	-0,195	-0,219	0,698	1,289
514,286	0,002	0,000	-0,194	-0,220	0,400	0,646
480,000	0,001	0,000	-0,194	-0,220	0,167	0,734
450,000	0,001	0,000	-0,194	-0,220	0,390	2,317
423,529	0,001	0,000	-0,194	-0,220	0,821	5,475
378,947	0,000	0,000	-0,193	-0,218	0,935	5,823
257,143	0,000	0,000	-0,191	-0,197	0,380	1,973
248,276	0,000	0,000	-0,190	-0,193	0,328	4,380
175,610	0,000	0,000	-0,175	-0,135	0,355	0,237
171,429	0,000	0,000	-0,173	-0,130	0,232	6,150
167,442	0,000	0,000	-0,170	-0,124	0,508	5,492
133,333	0,000	0,000	-0,124	-0,061	0,266	0,773
130,909	0,000	0,000	-0,118	-0,055	0,023	2,407
107,463	0,000	0,000	-0,033	0,007	0,286	0,333
105,882	0,000	0,000	-0,026	0,012	0,896	0,529
104,348	0,000	0,000	-0,018	0,017	0,223	0,164
102,857	0,000	0,000	-0,011	0,021	0,043	6,262
101,408	0,000	0,000	-0,004	0,026	0,150	5,762
100,000	0,000	0,000	0,003	0,030	0,350	5,649
98,630	0,000	0,000	0,010	0,034	0,582	5,692
97,297	0,000	0,000	0,017	0,038	0,843	5,966
94,737	0,000	0,000	0,031	0,047	0,671	5,796
90,000	0,000	0,000	0,058	0,061	0,613	6,150
88,889	0,000	0,000	0,065	0,065	0,290	6,011
87,805	0,000	0,000	0,071	0,068	0,096	6,118
86,747	0,000	0,000	0,077	0,071	0,050	5,811
85,714	0,000	0,000	0,083	0,075	0,077	5,763
84,706	0,000	0,000	0,089	0,078	0,329	5,563
83,721	0,000	0,000	0,095	0,081	0,451	5,519
82,759	0,000	0,000	0,101	0,083	0,579	5,372
81,818	0,000	0,000	0,007	0,086	0,763	5,810
80,899	0,000	0,000	0,113	0,089	0,714	6,008
80,000	0,000	0,000	0,118	0,091	0,424	6,199

Примечание. Длина ряда 1001, число сдвигов автокорреляционной функции 360. Ряд 1: среднее 4,1253; дисперсия 79,1129. Ряд 2: среднее 2,2539; дисперсия 55,9885. 95 % уровень значимости 0,00615.

Обе кривые, описывающие поведение летней температуры воздуха, имеют тренд, направленный в сторону их понижения на протяжении ближайших тысячелетий (см. рис. 5.1). Такая тенденция позволяет оценить изменения летней температуры воздуха в ближайшем тысячелетии в исследуемом регионе Арктике как направленные в сторону похолодания. Обнаруженная цикличность в 900 и 400 лет, возможно, обеспечит такие колебания летней температуры воздуха в ближайшем тысячелетии, что минимумы температуры воздуха будут приходиться на время, близкое к периодам 2400—2500 и 3200—3300 календарные годы. Максимум температуры воздуха придется на период 2800—2900 календарные годы. Однако этот максимум в связи с существованием более длительных ритмов не превысит современные значения летней температуры воздуха.

Проведенный качественный анализ колебаний летней температуры воздуха по данным спорово-пыльцевого анализа не дает возможности оценить количественные характеристики палеотемпературы. Для решения этой задачи в данном исследовании использован ряд палеотемпературы воздуха за последнее тысячелетие, полученный для архипелага Северная Земля по данным анализа донных озерных отложений (см. рис. 4.14). Из этих данных видно, что время похолодания Малого ледникового периода на Северной Земле пришлось на период около 400 лет назад. Тогда летняя температура воздуха понизилась на 0,7 °C по сравнению со средним значением июльской температуры за инструментальный период наблюдений (1932—1980 гг.). Поэтому прогностические оценки изменения летней температуры воздуха на время предполагаемых минимумов (2400—2500 и 3200—3300 календарные годы) составляют величины того же порядка, т.е. похолодание примерно на 1 °C по сравнению с современными значениями летней температуры. Общая тенденция понижения летней температуры воздуха в ближайшем тысячелетии в данном регионе Арктики может привести к понижению температуры в конце будущего тысячелетия на этапах похолодания примерно на 1,5 °C по сравнению с современными значениями.

Наши выводы согласуются с результатами, полученными при анализе крупных климатических циклов периодичностью 40–700 лет (Максимов, 1995), связанных с колебаниями интенсивности солнечной активности, и 1850-летних циклов колебаний температуры воздуха и увлажнения Шнитникова — Петерсона. По данным Е.В. Максимова (Максимов, 1995), тенденция похолодания и увлажнения климата сохранится в ближайшие 6000 лет, что повлечет за собой разрастание наземного оледенения. При этом возможны короткопериодические потепления, связанные с влиянием более коротких ритмов, что и наблюдается на палеотемпературных кривых последних тысячелетий. Общая тенденция к похолоданию климата Арктики в ближайшие тысячелетия, установленная другими исследователями (Шполянская, 1999), совпадает с нашими выводами для конкретного региона Арктики — района архипелага Новая Земля.

Проведенное исследование позволило сделать предварительные оценки изменения климата в ближайшем тысячелетии в том секторе Арктики, где располагается архипелаг Новая Земля. Там произойдет общее понижение летней температуры воздуха в пределах 1—1,5 °C. Колебания должны носить циклический характер с минимумами температуры в периоды 2400—2500 и 3200—3300 календарные годы и максимумом в период 2800—2900 календарные годы. Однако эти оценки нуждаются в подкреплении дополнительными исследованиями.

Для определения общей картины развития климата необходимы дальнейшие исследования. В первую очередь нужны новые данные о строении, составе и возрасте четвертичных отложений конкретно для архипелага Новая Земля и сопредельных территорий. К настоящему времени получены новые материалы о похолодании Малой ледниковой эпохи на Полярном Урале, холодные фазы которой, по данным исследований донных отложений озера Большое Щучье, пришлись на периоды 400—500 и 80—100 лет назад (см. рис. 4.3, 4.14). Данные такого рода, полученные с островов архипелага Новая Земля, позволили бы составить картину наложения ритмов друг на друга, а также установить влияние региональных возмущений климата, которые могут быть связаны, например, с существованием оледенения.

Другим направлением исследований может быть статистический анализ полученных палеоклиматических рядов. Наличие в изученных временных рядах долгопериодных колебаний позволяет надеяться на возможность линейного прогноза температуры воздуха с помощью моделей авторегрессии — скользящего среднего (Бокс, Дженкинс, 1974).

Глава 6. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В АНТАРКТИДЕ

Представление о развитии природной среды, в частности об изменениях климата Антарктиды в голоцене, формируется со времени проведения Международного геофизического года (1957—1958 гг.). Основными объектами палеогеографических исследований на материке, помимо кернов льда из центральных ледниковых районов, являются рельеф и четвертичные отложения свободных от оледенения участков краевой зоны Антарктиды. В нашем понимании краевая зона распространяется на расстояние до 200—300 км от берега в глубь материка и включает также острова в пределах мелководного континентального шельфа.

Хотя площадь свободной от оледенения территории краевой зоны (оазисов) составляет в сумме менее 1 % площади материка, их изучение позволяет получить крайне важную информацию, которая характеризует как глобальный ход, так и локальные особенности изменения относительного уровня моря, климата и ледниковых окраин шестого континента в их тесном взаимодействии. Именно поэтому эти участки суши (рис. 6.1) приковывают к себе постоянное и пристальное внимание ученых разных стран, включая отечественных исследователей, в течение нескольких десятилетий. В настоящей главе представлены анализ и обобщение накопленных за это время палеоклиматических данных.

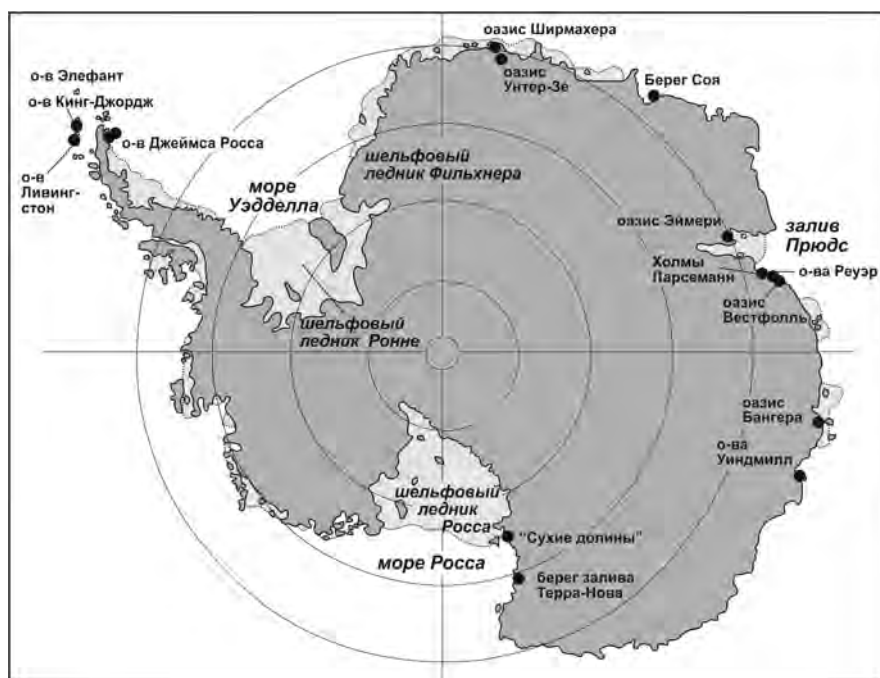


Рис. 6.1. Районы палеоклиматических исследований в краевой зоне Антарктиды.

6.1. ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИКА

6.1.1. Оазисы Ширмахера и Унтер-Зе (район Земли Королевы Мод)

Помимо особенностей атмосферной циркуляции, климатические условия оазисов Ширмахера и Унтер-Зе как в прошлом, так и в настоящее время во многом обусловлены отличительными чертами ледниковой системы района. На юге, в интервале высотных отметок 1200—2000 м, ледниковую поверхность на границе плато Вегенера и ледникового склона прорывают нунатаки массива Вольгата, часть которых составляет горный оазис Унтер-Зе (рис. 6.2). Потоки внутриконтинентального льда огибают массив с востока и запада, спускаясь по глубоким субмеридиональным долинам в виде выводных ледников. Боковые ответвления этих ледников также обтекают оазис Ширмахера и вливаются в шельфовый ледник, отделяющий оазис от прямого контакта с океаном на расстоянии 70—90 км. Между массивом Вольгат и побережьем находится малоподвижное ледниковое тело, которое практически не получает питания из внутренних районов материка. Это служит одной из причин

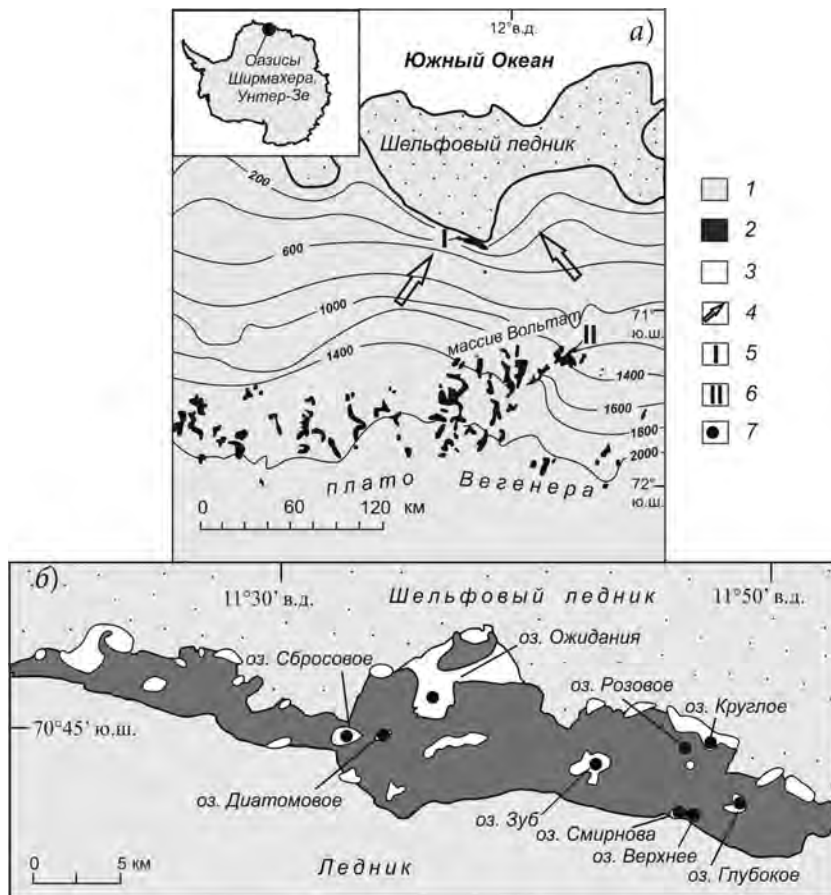


Рис. 6.2. Ледниковое окружение (а), схема оазиса Ширмахера и места отбора донных осадков озер (б).

1 — ледники, 2 — свободная от оледенения суша, 3 — водоемы, 4 — выводные ледники, 5 — оазис Ширмахера, 6 — оазис Унтер-Зе, 7 — точки отбора донных осадков озер.

существования низменного пришельфового оазиса Ширмахера — свободной от льда территории скалистых холмов и озер площадью около 35 км² со средней высотой около 100 м и максимальной отметкой 228 м над уровнем моря (Короткевич, 1969).

Наличие поверхности суши, альbedo которой в 2—4 раза меньше, чем альbedo снега и льда, — это еще одна причина сохранения оазисов в ледниковом окружении, однако их высотное положение и особенности атмосферной циркуляции приводят к различиям в местных климатах. В настоящее время в оазисе Ширмахера средняя температура воздуха составляет –11 °С, средняя январская –1,2 °С и средняя июльская –18,3 °С; относительная влажность воздуха 50 %; среднегодовая скорость ветра 10 м/с; годовая сумма осадков и испарения 250 и 350 мм соответственно; положительные значения температуры воздуха в летний сезон здесь обычное явление.

Оазис Унтер-Зе находится уже в зоне преобладания антициклонического режима погоды с низкой температурой воздуха (среднее годовое значение ниже –20 °С), незначительным количеством осадков (около 150 мм в год) и сильными ветрами. Положительных значений температура воздуха в оазисе в зоне скал и грунтов может достигать лишь в некоторые дни декабря или января, да и то не каждый год (Бардин, Коновалов, 1969).

Сведения о послеледниковом развитии природной среды оазиса Ширмахера были получены при изучении его рельефа и в большей степени благодаря исследованиям донных осадков местных озер. Время начала дегляциации оазиса оценивается по значениям радиоуглеродных датировок в основании органической части колонок осадков пресноводного озера Глубокого и эпিশельфового озера Круглого, отобранных в разные годы германскими и российскими специалистами (см. рис. 6.2). В озере Глубоком под органическими осадками возрастом около 6650 лет лежит метровая толща песков-супесей (Schwab, 1998). Они могли накапливаться в ходе освобождения озерного бассейна от ледников, вероятно, в раннем голоцене. В осадках озера Круглого, которое связано с океаном под шельфовым ледником, значение радиоуглеродного возраста органики 5200 лет должно быть больше истинного на 1300—1500 лет из-за поправки датирования на эффект AMRE (Berkman, Forman, 1996), а значит, накопление органического материала началось здесь около 4000 лет назад (Веркулич и др., 2011). Поскольку под органикой залегает слой минеральных осадков озерно-ледникового происхождения толщиной более 60 см, можно предполагать появление этого водоема раньше 4000 лет назад, на границе раннего и среднего голоцена (Веркулич и др., 2012 а).

Первое заключение о послеледниковых изменениях климата оазиса Ширмахера базировалось на анализе литологии и геохимии донных осадков озера Глубокого. Период перехода по разрезам колонок от водно-ледникового материала к преимущественно органическому был интерпретирован как относительно теплый (7500—5500 лет назад); дальнейшее осадконакопление (за исключением последних столетий) шло при сравнительно стабильных холодных климатических условиях (Schwab, 1998).

Обновить и уточнить представление о колебаниях климата в оазисе позволило изучение колонок донных осадков, извлеченных из озер Смирнова, Верхнего, Сбросового, Диатомового, Розового, Ожидания и Круглого (см. рис. 6.2) в ходе сезонных работ 53-й Российской антарктической экспедиции (2007—2008 гг.). Лабораторные исследования колонок, помимо литологического описания, включали радиоуглеродное определение возраста и диатомовый анализ. Детальный диатомовый анализ был

проведен также по разрезу колонки из озера Зуб, отобранной ранее германскими специалистами.

Радиоуглеродные датировки дают сравнительно достоверную временную картину накопления водорослевых осадков колонки 1221-5 из озера Зуб: соотношение возраста и глубины залегания осадков показывает, что верхняя часть колонки совпадает с дном водоема (рис. 6.3). Тогда можно построить хронологию осадконакопления, которая указывает на его пониженную скорость в период 3500—1000 лет назад и высокую скорость в последнем тысячелетии.

Изменение скорости связано с ростом первичной биологической продукции в водоеме, а значит, в последнем тысячелетии в озере были сравнительно благоприятные условия формирования органического материала. Колебания содержания в колонках доминантных видов диатомей зависят прежде всего от изменений ледового и температурного режима водоема. В осадках озера Зуб периода 3300—2200 лет назад содержание створок *Diadescmic contenta* довольно велико, что свидетельствует о благоприятных условиях вегетации (относительно тепло). В осадках периода 2200—1100 лет назад концентрация диатомей резко уменьшается, отражая увеличение длительности ледостава (похолодание). В последнем тысячелетии высоко среднее содержание створок, что связано с существованием в целом благоприятных условий

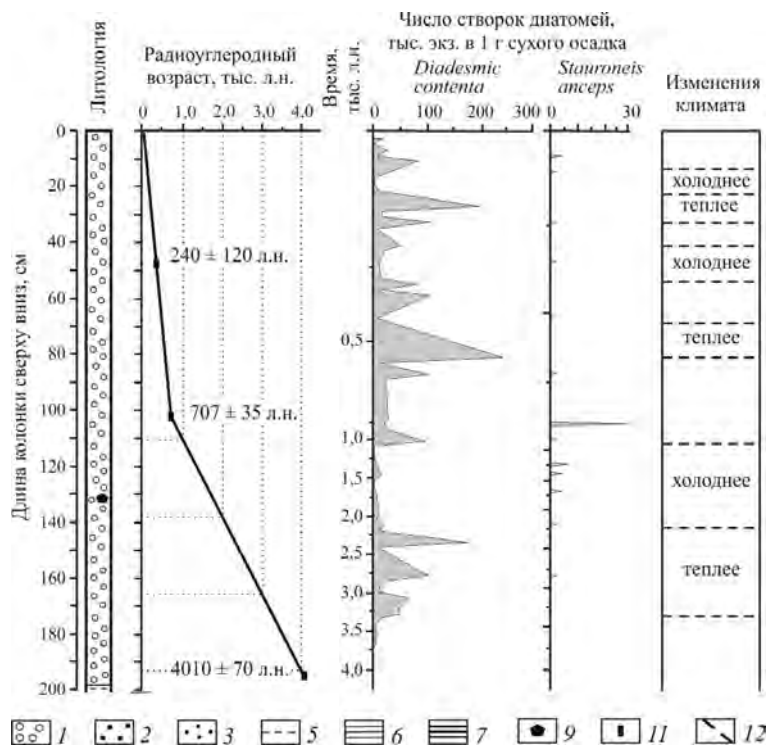


Рис. 6.3. Литология, результаты радиоуглеродного датирования и диатомового анализа осадков колонки 1221-5 из озера Зуб.

1 — микробные маты с остатками водорослей, 2 — крупнозернистый песок, 3 — среднезернистый и мелкозернистый песок, 5 — супесь, 6 — легкий суглинок, 7 — средний и тяжелый суглинок, 9 — обломки пород, 11 — интервалы отбора осадков для датирования, 12 — интервалы с относительной хронологией осадконакопления.

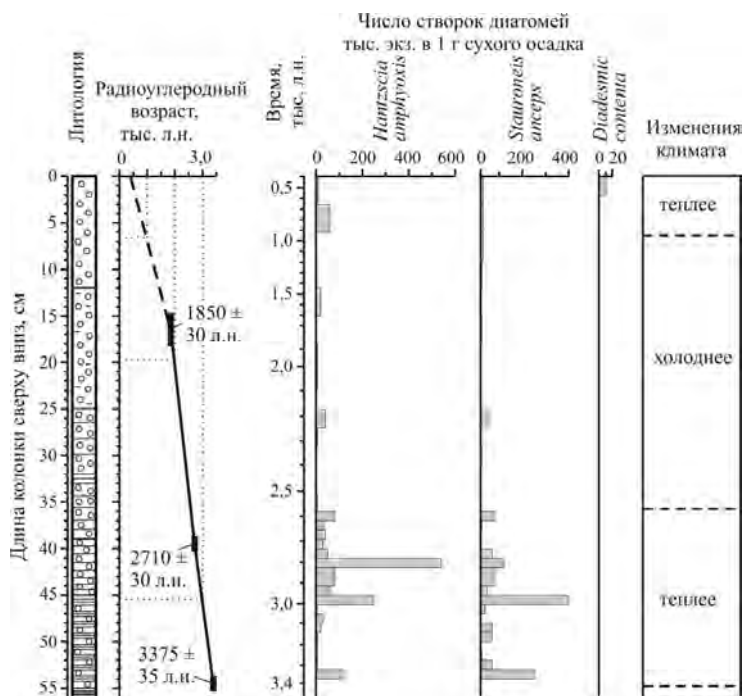


Рис. 6.4. Литология, результаты радиоуглеродного датирования и диатомового анализа осадков колонки L12 из озера Диатомовое.

Условные обозначения см. рис. 6.3.

вегетации диатомей. Самые резкие изменения количества диатомей, по-видимому, отражают наличие более благоприятных (относительно теплых) условий в период 550—450 лет назад и около 150 лет назад и менее благоприятных (относительно холодных) условий в период 300—200 лет назад и около 100 лет назад.

Построение точной временной шкалы осадконакопления в озере Диатомовом затруднено тем, что при отборе был утерян верх колонки длиной около 5 см. Поэтому если хронология формирования разреза в период между 3375 ± 35 и 1850 ± 30 лет назад представляется корректной, то для вышележащих осадков она относительна (рис. 6.4). Створки двух доминирующих видов диатомей наиболее многочисленны в озерных осадках возрастом примерно 3400—2600 лет. Очевидно, вследствие потепления тогда сокращалась продолжительность ледостава и повышалась летняя температура воды. В период 2600—1000 лет назад условия для развития диатомей явно ухудшились (похолодание): содержание створок резко уменьшается, а во многих интервалах разреза створки отсутствуют. В осадках возрастом примерно 900—500 лет назад наблюдается увеличение концентрации диатомей-доминант, что, возможно, связано с незначительным потеплением.

При подъеме осадков из эпишельфового озера Круглого был потерян верх колонки длиной до 20 см. Однако возраст ее сохранившейся верхней части составляет около 3000 лет (рис. 6.5), что предполагает потерю почти 50 см колонки. Это противоречие объясняет факт осадконакопления в эпишельфовом водоеме, имеющем связь с океаническими массами. Как указано выше, радиоуглеродный возраст

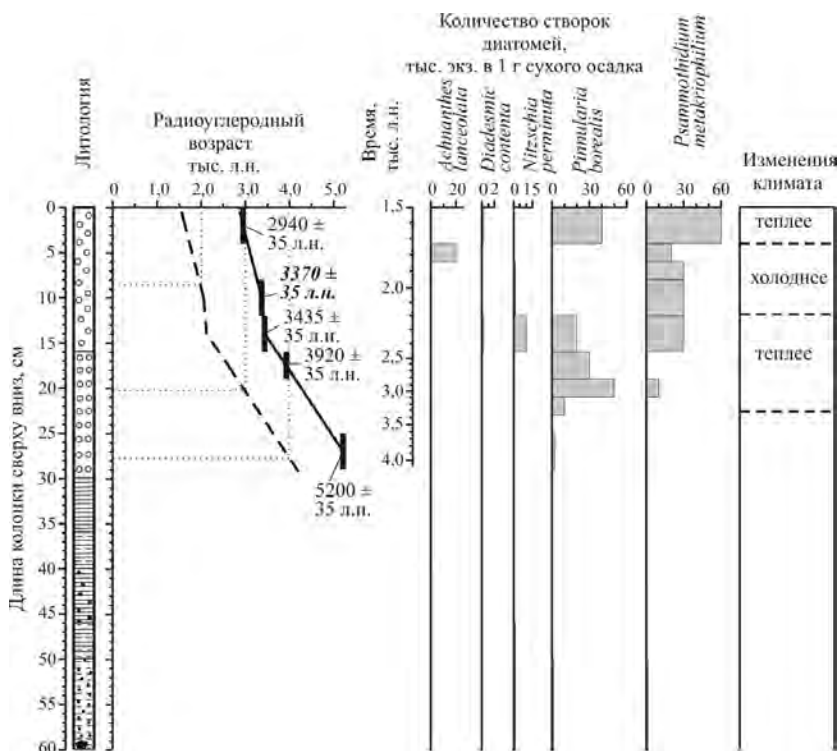


Рис. 6.5. Литология, результаты радиоуглеродного датирования и диатомового анализа осадков колонки L7 из озера Круглого.

Условные обозначения см. рис. 6.3.

подобных осадков в Антарктиде превышает истинный на 1300—1500 лет. Введя поправку такой величины в значения датировок, мы получаем вторую кривую их распределения по разрезу, которая лучше согласуется с длиной потерянного верха колонки. В связи с этим хронология осадконакопления строилась по второй кривой. Развитие диатомового комплекса в период 3300—2200 лет назад происходило, по-видимому, благодаря уменьшению суровости ледового режима эпишельфового озера (потепление): в осадках этого возраста встречается до четырех видов диатомей со сравнительно высоким содержанием, с доминированием *Pinnularia borealis* и *Psammodium metakryophilum*. Минимальные число видов и количество створок (относительное похолодание) отмечено для осадков возрастом 2200—1700 лет. В верхнем образце колонки концентрация створок возрастает.

Для оценки корректности полученных палеоклиматических реконструкций сравним результаты изучения озерных осадков с особенностями рельефа и хода дегляциации оазиса. В изученных колонках общими являются сигналы об основных периодах потепления (примерно 3400—2600 лет назад) и похолодания (примерно 2200—1000 лет назад). Безусловно, потепление 3400—2600 лет назад должно было ускорить дегляциацию оазиса и приблизить облик его ландшафтов и озер к современному. В северных и центральных районах многие озера, по-видимому, стали питаться талыми водами лишь с небольших сокращающихся снежников. Примером служит озеро Диатомовое, в котором последовательно уменьшается объем минераль-

ного материала и достигается максимум створок доминирующих видов *Hantzschia amphioxys* и *Stauroneis anceps* (см. рис. 6.4), что является признаком уменьшения стока в него талых вод и благоприятных температурных и ледовых условий. Вероятно, схожий гидрологический режим имело озеро Розовое, где доминируют те же виды диатомей и которое сейчас входит в одну группу с озером Диатомовым по гидролого-геохимическим параметрам (Веркулич и др., 2012 а).

На юге оазиса некоторые водоемы также преобразились. Судя по смене в озере Зуб терригенных осадков на органические (см. рис. 6.4), около 4000 лет назад его южный берег перестал быть ледниковым, что привело к уменьшению суровости ледового режима водоема и заселению диатомей. С момента их появления здесь почти постоянно доминирует один вид. При этом содержание створок доминирующего вида *Diadescmic contenta* в осадках возрастом 3300—2200 лет высоко, но не максимально по колонке. Вероятно, в этот период продолжалось интенсивное питание озера талыми водами, что обуславливало низкую температуру, активную циркуляцию и низкую минерализацию водной толщи — неблагоприятные условия для обитания диатомей.

Эволюция эпишельфовых озер в этот теплый период происходила в условиях понижения уровня моря и сокращения снежников на обращенных к морю склонах (Веркулич и др., 2011). Максимальное число видов и высокое содержание створок диатомей в осадках озера Круглого (см. рис. 6.5) свидетельствуют об уменьшении мощности ледового покрова водоема, в том числе, вероятно, благодаря сокращению снежников на окружающих склонах (отепляющий эффект). Появление в осадках аэрофильного диатомового вида *Diadescmic contenta* может быть связано с увеличением интенсивности стока талых вод в эпишельфовое озеро из оазиса. В то же время в нижней части колонки из эпишельфового озера Ожидания (длина колонки 27 см) диатомей не обнаружено (Веркулич и др., 2012 а). По-видимому, это отражает наличие тогда у этого озера еще более протяженного ледникового берега, чем сейчас, и вследствие этого суровость его ледового режима. В настоящее время толщина льда на озере Ожидания также больше, чем на озере Круглом.

Похолодание в период 2200—1000 лет назад, зафиксированное при изучении осадков озер (см. рис. 6.3—6.5), по-видимому, сильнее всего повлияло на баланс массы южных ледниковых окраин оазиса, выразившись в подвижках ледников и формировании гряд «древних» морен (Веркулич и др., 2011; Bormann, Fritzsche, 1995).

Наиболее хронологически корректные сведения об условиях последнего тысячелетия содержатся в осадках озера Зуб, где повысилось содержание створок доминирующего аэрофильного диатомового вида *Diadescmic contenta*. По-видимому, около 1000 лет назад параметры стока талых вод в озеро в целом стали напоминать современные. Короткие интервалы времени резкого изменения содержания диатомей (увеличения 550—450 лет назад и около 150 лет назад и уменьшения 300—200 лет назад и около 100 лет назад) отражают климатические флуктуации и связанные с ними изменения ледового режима озера. Возможно, последнее похолодание (300—200 лет назад) выразилось в формировании «молодых» моренных гряд на юге оазиса (Bormann, Fritzsche, 1995).

Судя по малой мощности осадков и бедности диатомовой флоры, образование озер Смирнова, Сбросового и Верхнего началось позднее 200 лет назад, в условиях отступления ледникового края (Веркулич и др., 2012 а). Самое молодое из них — озеро

Смирнова, имеющее сейчас ледниковый берег: в колонке его осадков длиной 22 см диатомеи не обнаружены. В 18-сантиметровой колонке из озера Сбросового найдены лишь десмидиевые водоросли. В то же время в осадках озера Верхнего (длина колонки 12 см) присутствует несколько видов диатомей и десмидиевые водоросли, причем створки *Psammothidium metakryophilum* и *Stauroneis anceps* достигают в верхней части колонки высокой концентрации. По мнению авторов, причинами быстрого развития диатомовой флоры в этом озере служат недавнее отделение бассейна озера от ледника и прекращение интенсивного питания озера талыми ледниковыми водами, а также небольшие размеры водоема и высокие, частично свободные от снега склоны озерной котловины (отепляющий эффект, быстрый рост минерализации вод).

Таким образом, результаты палеогеографических исследований в оазисе Ширмахера указывают на следующие климатические изменения в районе: периоды относительного потепления случались 7500—5500 лет назад (в соответствии с работой Schwab (1998)), примерно 3400—2600 и 550—450 лет назад, около 150 лет назад; относительно холодные периоды имели место примерно 2200—1000, 300—200 и 100 лет назад.

В горном оазисе Унтер-Зе (см. рис. 6.2) этапы дегляциации и климатических событий выявлены при исследовании донных осадков озера Унтер-Зе, а также по результатам радиоуглеродного датирования органических отложений в гнездах снежных буревестников, отражающих динамику заселения скал птицами. Время начала дегляциации территории дают самые древние датировки органики из гнезд снежных буревестников. Эти птицы, освоившие к настоящему времени местные

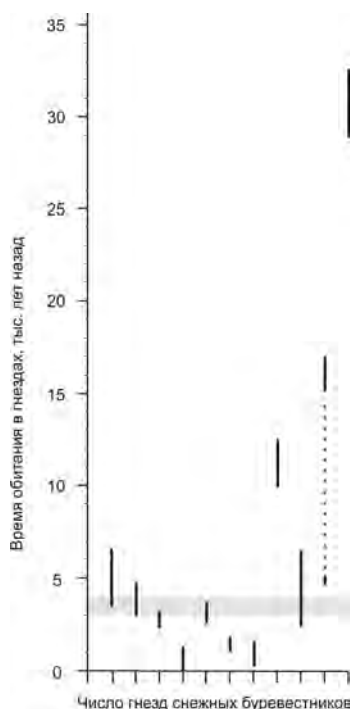


Рис. 6.6. Продолжительность обитания и количество заселенных гнезд снежных буревестников в гнездах в оазисе Унтер-Зе в соответствии с данными работы Hiller et al. (1988, 1995).

склоны и морены на высоте от 600 до более чем 2000 м (Косенко и Колобов, 1970), появились после ледникового перерыва в оазисе уже около 17 000 лет назад (рис. 6.6). Затем (13 000—10 000 лет назад) было заселено гнездо на боковой морене, которая, по мнению Stackebrandt (1995), формировалась на начальной стадии дегляциации. В соответствии с палеолимнологическими данными (Schwab, 1998), в период 12 000—9000 лет назад также появилось озеро Унтер-Зе (рис. 6.7). Уже 8000—7000 лет назад снежные буревестники селились в оазисе на высоте 700—1150 м над уровнем моря (Hiller et al., 1988, 1995).

В соответствии с результатами анализа минералогических и геохимических данных, а также возраста донных осадков озера Унтер-Зе (Schwab, 1998) в период 12 000—9000 лет назад происходило быстрое сокращение ледника Анучина и формирование водоема, что могло быть обусловлено относительно теплыми условиями и активным таянием. В период 9000—7000 лет назад отступление ледника замедлилось, что свидетельствует о похолодании. Начиная с 7000 лет назад озеро было постоянно покрыто ледяным покровом, толщина которого сейчас достигает 5 м, а климатические условия в целом были стабильными и относительно холодными. Вместе с тем в этот период могло произойти небольшое продвижение края ледника Анучина и последующее его отступление практически до современного положения (см. рис. 6.7). Отсутствие ясных палеоклиматических сигналов в озерных осадках возраста среднего и позднего голоцена объясняется преобладающим влиянием местного горного климата, который определял суровость ледового режима и нивелировал изменения осадконакопления в ответ на незначительные колебания температуры воздуха (Schwab, 1998).

Дополнительные данные для палеоклиматической реконструкции климатических условий в оазисе Унтер-Зе дает динамика освоения территории снежными буревестниками. В раннем голоцене число гнезд возрастало медленно, а начиная примерно с 7000 лет назад процесс ускорился (см. рис. 6.6). Максимальное число исследованных гнезд

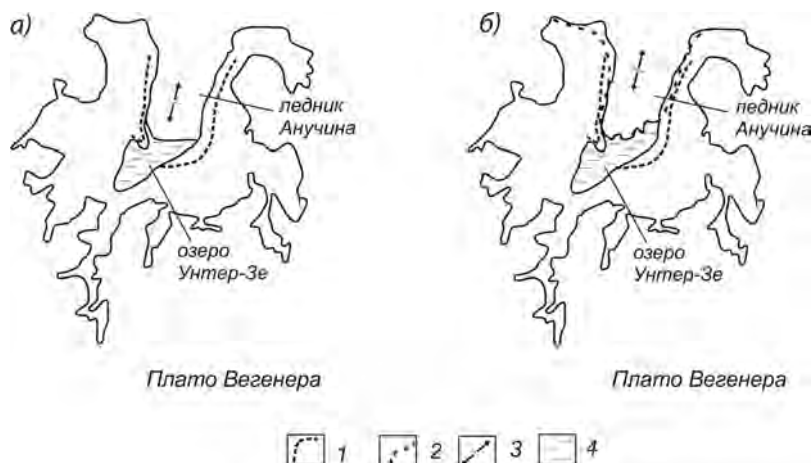


Рис. 6.7. Реконструкция основных этапов ледниковой истории оазиса Унтер-Зе за последние 10 000 лет. а) 10000—4000 лет назад, б) 4000 лет назад — настоящее время. Построено в соответствии с данными из работ Hiller et al. (1995), Schwab (1998), Stackebrandt (1995).

1 — нижняя боковая морена, 2 — современная, формирующаяся морена, 3 — подвижки (разрастание, отступление), 4 — формирование и размеры озера Унтер-Зе.

использовались в период 4000—3000 лет назад, затем (около 2000 лет назад) большая их часть была покинута, а в течение последних 1500 лет снежные буревестники стали активно занимать новые точки. Трудно утверждать, что эти изменения зависели только от условий в районе гнездования в оазисе Унтер-Зе, так как они могли также быть связаны с ледовой обстановкой в местах кормления птиц в океане.

В любом случае увеличение числа обитаемых гнезд должно отражать благоприятные (сравнительно теплые) условия в горных районах и уменьшение суровости ледово-морских условий в районах кормления. Напротив, резкое уменьшение числа гнезд означает появление снежников в местах гнездования или увеличение суровости ледового покрова на морских акваториях (похолодание). Таким образом, динамика заселения птицами горных областей Земли Королевы Мод свидетельствует о существовании наиболее благоприятных условий гнездования 4000—3000 лет назад и в течение последних 1500 лет. Неблагоприятной для колонизации была природная обстановка около 2000 лет назад.

Достоверность полученных палеоклиматических интерпретаций косвенно подтверждается наличием в оазисе Унтер-Зе двух моренных комплексов, образованных в результате изменений оледенения в течение последних 7000 лет (см. рис. 6.7). Первый комплекс — это боковые морены на берегах озера Унтер-Зе на высоте менее 700—650 м над уровнем моря, причем на западном берегу часть морены входит в озерную акваторию. Заселение морен птицами началось около 3200 лет назад (Hiller et al., 1988, 1995), а значит, расширение площади ледников в оазисе произошло еще раньше. Сравнивая эту информацию с палеоклиматическими интерпретациями, можно допустить, что рост оледенения случился в период 7000—4000 лет назад. Второй моренный комплекс, который формируется на боковых сочленениях ледника Ану-чина со склонами оазиса, вероятно, характеризует продвижение местных ледников около 2000 лет назад и последующее их отступление в течение последних столетий.

6.1.2. Берег Соя (район залива Лютцов-Хольм, Земля Эндерби)

В районе Берега Соя (восточный берег залива Лютцов-Хольм на прибрежной окраине Земли Королевы Мод) находится несколько свободных от льда островов и полуостровов, крупнейшие среди которых — острова Онгул и полуострова Лангхувде, Брейвагнипа, Скарвнес, Скаллен и Скаллевихалсен (рис. 6.8). Географические координаты центра района составляют 69°20' ю.ш., 39°30' в.д., а суммарная площадь освобожденных от льда участков суши с максимальными высотными отметками до 500 м равна 145 км² (Атлас океанов, 2005). Острова Онгул лежат на расстоянии 5—10 км от континента, а полуострова ограничены краем склона ледникового щита. Склон осложнен выводными ледниками, огибающими территории суши и участки шельфа с отметками глубины до 200 м и направленными в целом по простиранию подводных долин со значениями глубины более 500 м.

Данные о послеледниковых изменениях природной среды в районе Берега Соя были собраны в основном при изучении отложений морских террас и пляжей, встречающихся на побережье большинства островов и полуостровов (см. рис. 6.8). В отложениях захоронено большое количество морских организмов, преимущественно раковин моллюсков *Laternula elliptica* и *Adamussium colbecki*. Радиоуглеродное датирование дало возраст десятков ископаемых раковин, отобранных на разных высотах (Hayashi, Yoshida, 1994; Hirakawa, Sawagaki, 1998; Igarashi et al., 1995; Maemoku et al., 1997; Miura, Maemoku, Igarashi et al., 1998; Miura, Moriwaki, Maemoku et al., 1998; Moriwaki, 1974;

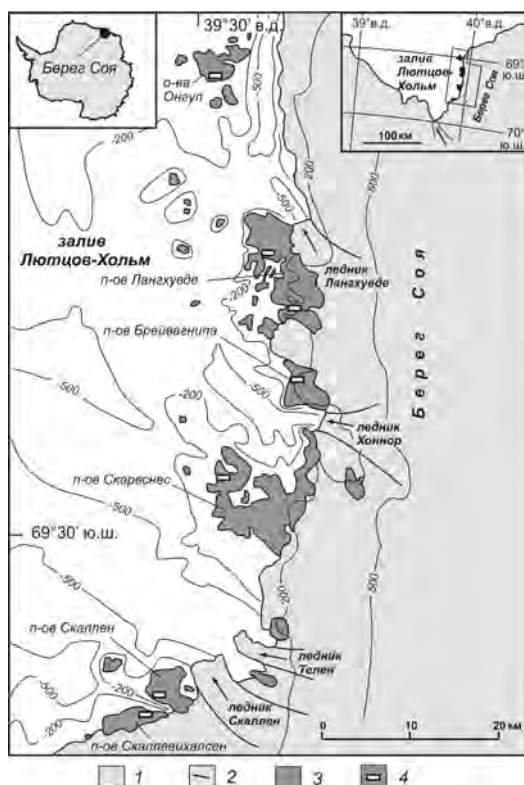


Рис. 6.8. Схема района Берега Соя (побережье залива Лютцов Хольм).

1 — ледниковый склон и купола, 2 — выводной ледник, 3 — свободная от оледенения суша, 4 — отложения с раковинами голоценового возраста.

Omoto, 1977; Yoshida, 1983). Сопоставление полученных данных позволяет, прежде всего, реконструировать голоценовую кривую изменений относительного уровня моря в районе (Веркулич и др., 2007). Кроме того, статистика результатов служит косвенным свидетельством климатических изменений. Максимальное число раковин определено *in situ* в отложениях, формировавшихся в среднем голоцене, с пиком развития моллюсков 4000—3000 лет назад (рис. 6.9). Одним из главных условий развития моллюсков на мелководных участках побережья является благоприятная ледовая обстановка, т.е. сравнительно длительное отсутствие ледяного покрова на акваториях в течение летних сезонов, а также слабая выпахаивающая деятельность морского льда в приливно-отливной и прибойной зонах. Причиной существования таких условий было, безусловно, повышение температуры. Об относительно теплых условиях в период 4500—3500 лет назад также свидетельствует присутствие в разрезах морских отложений островов Онгул и полуострова Лангхувде дельтовых осадков (Miura, Maemoku, Igarashi et al., 1998; Miura, Morigaki, Maemoku et al., 1998); они могли сформироваться при усилении стока талых вод или увеличении влажности воздуха и количества осадков в районе, т.е. вследствие потепления. Некоторые исследователи связывают установленный ими быстрый изостатический подъем участков суши в районе Берега Соя примерно в период 4700—3000 лет назад с резким сокращением местного оледенения в результате потепления и активного таяния льда (Okuno et al., 2007).

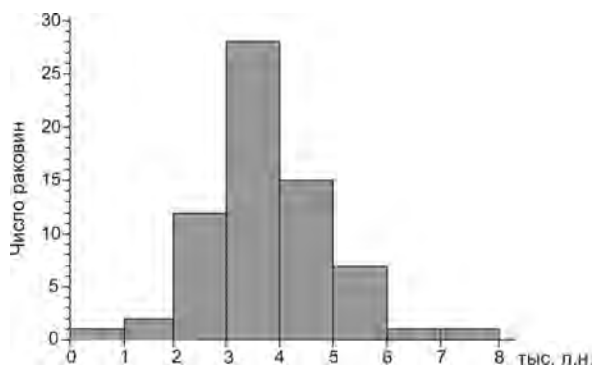


Рис. 6.9. Распределение числа ископаемых раковин моллюсков разного возраста, залегающих в морских отложениях Берега Соя (залив Лютцов-Хольм) в соответствии с данными Miura, Maemoku, Igarashi et al., 1998; Miura, Moriwaki, Maemoku et al., 1998.

6.1.3. Оазисы Эймери и Холмы Ларсеманн (район гор Принс-Чарльз — залива Прюдс, Земля Макробертсона)

В обширном регионе, включающем выводной ледник Ламберта и окружающие пространства ледникового щита, шельфовый ледник Эймери (рис. 6.10 а), сейчас осуществляется прирост и сток в океан около 14 % льда восточно-антарктического щита (Hambrey, Dowdeswell, 1994). Основная информация об изменениях оледенения и климата этого региона была получена в ходе палеогеографических исследований в оазисах Эймери и Холмы Ларсеманн.

Горно-долинный оазис Эймери (рис. 6.10 б) расположен в глубине континента (координаты центра 70°36' ю.ш., 67°25' в.д.), его площадь составляет около 1800 км², средняя высота около 300 м, а максимальные отметки — до 1800 м над уровнем моря (Короткевич, 1969). Длительные метеорологические наблюдения в оазисе не проводились. С декабря 2001 г. по февраль 2002 г. (летний сезон) температура воздуха колебалась от –9 до 9 °С, оставаясь в среднем вблизи точки замерзания (Wagner, 2003).

У основания массива Лоуи, на высоте около 150 м над уровнем моря, находится озеро Террасовое (см. рис. 6.10 б), имеющее овальную форму с осями 2 и 1,3 км и максимальной глубиной 31 м; в летний сезон на нем сохраняется ледяной покров мощностью до 3 м. Колонка донных осадков длиной 5,52 м, отобранная из озера немецкими учеными в 2002 г., стала основным источником сведений об изменениях местной природной обстановки в послеледниковое время (Wagner et al., 2004). Основание колонки сложено мореной, оставленной ледником последнего ледникового максимума (ПЛМ). Далее, до высоты 2,7 м, залегают пески, сформированные при всплывании и деградации ледникового тела в озере, а также при таянии окружающих ледников и снежников. Выше пески сменяются преимущественно органическими осадками.

Возраст образца из нижней части этих осадков (12 400 лет назад), резкий переход от накопления песков (сильный сток в озеро) к появлению органики (спокойные условия в озере) показывают, что ко времени 12 400 лет назад ледники практически оставили водосбор озера, и, значит, дегляциация оазиса началась ранее на 1—2 тыс. лет (Wagner et al., 2004).

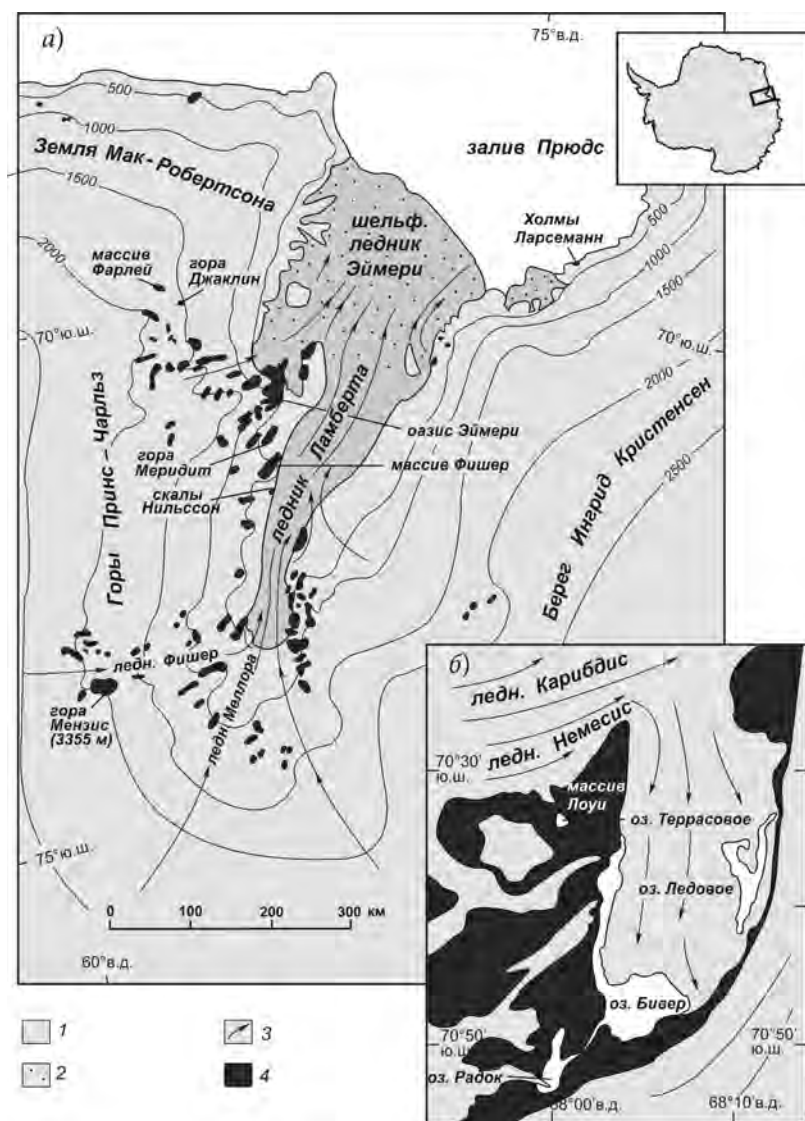


Рис. 6.10. Схемы региона гор Принс-Чарльз — ледника Ламберта — залива Прюдс (а) и района оазиса Эймери (б).

1 — ледник, 2 — шельфовый ледник, 3 — выводной ледник, 4 — свободная от льда суша.

Низкое содержание диатомовых створок в органических осадках возрастом 12 400—10 200 лет показывает, что жизнь в водоеме развивалась в суровых ледовых условиях и при наличии устойчивого снежного покрова в окрестностях (Wagner et al., 2004), и, следовательно, местный климат тогда был довольно холодным (рис. 6.11).

В период 10 200—8600 лет назад в осадках увеличивается содержание биогенного материала и появляется больше диатомей, что интерпретируется как потепление климата, уменьшение местного ледяного и снежного покрова. Далее, до 6700 лет назад, в осадках велико содержание органического углерода и быстро

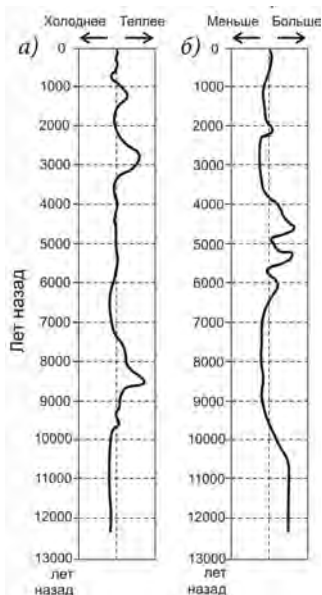


Рис. 6.11. Изменения климатических условий (а) и снежного и ледяного покрова (б) в районе озера Террасовое (оазис Эймери) в соответствии с работой Wagner et al. (2004).

развивается пресноводный диатомовый комплекс, причем в период 8600—8200 лет назад эти особенности параметров наиболее очевидны. По-видимому, в раннем голоцене в оазисе существовали теплые условия, способствующие летнему таянию и увеличению проективного покрытия растительности в окрестностях озера. Возможно, к 8200 лет назад местные ледники и снежники отступили, по крайней мере, к современным границам.

Осадки, накапливавшиеся в период 6700—3600 лет назад, характеризуются уменьшением содержания органического углерода и количества диатомей, заметным повышением содержания серы. Такие изменения происходят при увеличении продолжительности летнего покрытия озера льдом со снегом, т.е. указывают на возможное замедление процесса дегляциации и даже на увеличение в районе площади снежников. Для последних 3600 лет выделено несколько относительно теплых (3200—2400 и 1600—900 лет назад) и холодных (около 2000 и 600 лет назад) периодов (Wagner et al., 2004).

Сведения о прошлом климате на побережье региона были получены при изучении территории низменного приморского оазиса Холмы Ларсеманн. Его общая площадь составляет около 50 км² (координаты центра 69°24' ю.ш., 76°13' в.д.), и он состоит из островов и полуостровов (крупнейшие Сторнес и Брокнес), ограниченных на юге склоном ледникового щита и на юго-востоке полуострова Брокнес языком выводного ледника Далк (рис. 6.12). Территория представляет собой структурно-денудационный мелкосопочник со средней высотой 40 м и максимальными отметками до 180 м над уровнем моря вблизи ледникового края (Hodgson et al., 2001).

Современный местный климат довольно мягкий и характеризуется средней годовой температурой −9,8 °С и средней температурой воздуха наиболее теплых летних месяцев, близкой к нулю, хотя в некоторые дни летом температура воздуха

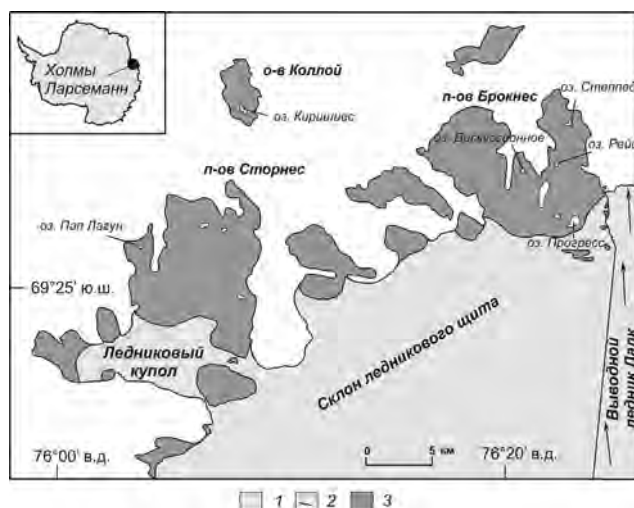


Рис. 6.12. Схема района Холмов Ларсеманн.

1 — ледниковый склон и купола, 2 — выводной ледник, 3 — свободная от оледенения суша.

может повышаться до 10 °С. Среднегодовая относительная влажность воздуха составляет около 60 %, годовое количество осадков 200—250 мм (Gillieson et al., 1991). Некоторые из почти 150 озер оазиса достаточно глубоки и содержат толщу донных осадков — объект исследований последних десятилетий.

Из озер Киришиес, Пап Лагун и Степпед (см. рис. 6.12) зарубежными исследователями были отобраны колонки осадков длиной от 1,52 до 3,62 м (Hodgson et al., 2001). На основе литологического, геохимического и диатомовых анализов и результатов радиоуглеродного датирования были выявлены основные этапы послеледниковых изменений природной среды в районе. Время начала дегляциации было определено по древнейшему значению возраста органических осадков в колонке из озера Киришиес — 12 800 лет назад. Эти осадки залегают на 6 см выше морены, поэтому с учетом средней скорости накопления было подсчитано, что дегляциация на острове Коллой началась около 13 600 лет назад (Verleyen et al., 2005).

Главная причина изменений химического состава и органической жизни в обследованных озерах, расположенных на малых высотах, заключается в степени их связи с морскими водами, которая менялась вслед за колебаниям относительного уровня моря. Помимо следов проникновения морских вод, в пресноводных осадках колонок из озер Киришиес, Пап Лагун и Степпед изучались палеоклиматические записи. Данные диатомового анализа «пресноводных» частей колонок использовались для определения предшествующих изменений солености вод и глубины водоемов (Roberts, McMinn, 1998; Verleyen et al., 2003, 2004). Оба параметра в озерах Восточной Антарктиды связаны с балансом влаги: повышение температуры воздуха приводит к более интенсивному таянию снега и льда и увеличению влаги (т.е. к подъему уровня и уменьшению солености озер), а понижение летней температуры воздуха приводит к падению уровня водоемов и увеличению солености. Палеоклиматические интерпретации «морских» частей колонок проводились по изменению содержания в них открыто-морских и ледово-морских видов диатомей, характеризующих ледовые условия осадконакопления.

Наиболее древнюю палеоклиматическую информацию содержат осадки озера Киришиес. В «пресноводную» фазу своего развития, в период 13 500—11 500 лет назад, озеро имело постоянный ледяной покров, а летнее таяние на окружающих территориях было незначительным — все это свидетельствует о холодных условиях. В осадках периода 11 500—9500 лет назад появляются виды диатомей, соотносимые с усилением стока в озеро талых вод, что является признаком потепления. Это потепление, по-видимому, способствовало освобождению от ледниковых масс и образованию озера Степпед к 9500 лет назад (Verleyen et al., 2004).

Диатомовые комплексы как «морских», так и «пресноводных» частей колонок озер Киришиес и Степпед, накапливавшихся в период 9500—7500 лет назад, отражают существование относительно холодных и сухих климатических условий, которые привели к понижению уровня и увеличению солености вод озера, а также к суровости ледового режима водоемов. Период 7730—5230 лет назад характеризуется как относительно теплый, подтверждением чему служит увеличение в осадках количества створок открыто-морского вида диатомей *Chaetoceros* sp. в условиях трансгрессии и затопления морем озер Киришиес, Степпед и Пап Лагун. С 5230 до примерно 3000 лет назад в «морских» частях колонок двух последних водоемов соотношение содержания ледово-морских и открыто-морских видов диатомей похоже на современное, что предполагает близость климата того времени к современному. Пресноводные диатомовые комплексы в осадках этого возраста в озере Киришиес указывают на понижение уровня водоема за исключением небольшого промежутка времени около 3800 лет назад, когда сток талых вод в озеро усиливался (потепление).

Теплые условия периода 3000—2000 лет назад регистрируются в осадках озера Киришиес, где пресноводный диатомовый комплекс отражает подъем уровня водоема. В «морской» части осадков этого же периода из озера Пап Лагун заметно возрастает количество открыто-морских видов диатомей — еще одно подтверждение потепления. Около 2000 лет назад потепление сменяется коротким похолоданием и иссушением климата. Изменения пресноводных диатомовых комплексов в осадках озера Киришиес отражают также два коротких периода относительного похолодания в течение последних 2000 лет: 760—690 и 280—140 лет назад (Verleyen et al., 2004).

Приведенные интерпретации в целом согласуются с результатами исследований колонок осадков из озер Рейд и Прогресс, которые расположены выше и не испытали влияния морских вод в голоцене (см. рис. 6.12). Пигментный анализ и распределение содержания $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в осадках первого из них свидетельствуют об общей тенденции к иссушению озера и повышению солености вод в течение последних 2200 лет, что связано, по-видимому, с преобладанием относительно холодных условий (Hodgson et al., 2005). Озеро Прогресс стало напоминать современный водоем 3300—3600 лет назад, по-видимому, вследствие завершения активного таяния снежников в его бассейне (Squier et al., 2005).

Отечественные специалисты (Веркулич и др., 2007) изучили короткую колонку отложений LX3 из озера Дискуссионного (рис. 6.13). По результатам радиоуглеродного датирования, осадки колонки накапливались по меньшей мере в течение последних 2000 лет. Распределение значений датировок показывает, что скорость

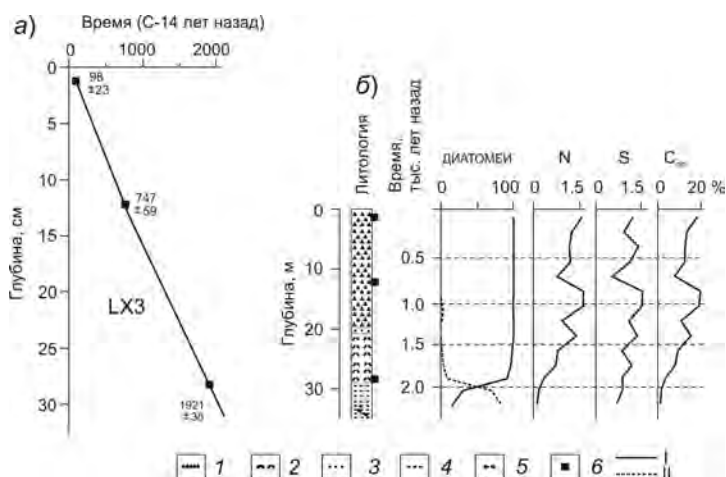


Рис. 6.13. Результаты радиоуглеродного датирования (а), диатомового анализа (I — пресноводные диатомеи, II — морские) и геохимического анализа (б) колонки LX3 из озера Дискуссионного.

I — водоросли, 2 — сапропель, 3 — алевроитовый песок, 4 — супесь, 5 — гравий, 6 — места образцов для датирования.

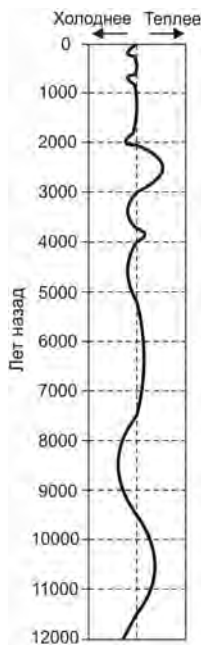


Рис. 6.14. Реконструкция изменения климатических условий в районе Холмов Ларсеманн, основанная на данных работ Веркулича и др. (2007), Hodgson et al. (2001, 2005), Squier et al. (2005), Verleyen et al. (2004).

осадконакопления изменялась незначительно, а поверхность дна соответствует настоящему времени. Подобное распределение позволяет дать корректную хронологию формирования разреза, а изменения литологии, диатомовых комплексов и содержания N, S и C (органический углерод) отражают смену экологии озера. В минеральных осадках нижней части разреза возрастом более 2000 лет отмечается очень низкое содержание N, S и C, а среди диатомовых водорослей доминируют морские виды: океанические воды свободно проникали в озеро, которое, вероятно, было частью неглубокого залива.

В период 2000—1700 лет назад минеральный материал замещается органическими осадками, содержание створок морских диатомей резко уменьшается, а количество пресноводных увеличивается — это условия понижения уровня моря и ограничения доступа морских вод. Около 1700 лет назад связь озера с морем утрачивается, оно становится пресным: в нем господствуют пресноводные диатомеи. Небольшое число морских диатомей появляется в осадках лишь 1200—1100 лет назад. В осадках «пресноводных» частей колонки содержание доминирующих пресноводных видов диатомей *Fragilaria exigua* и *Pinnularia subsolaris* практически не изменяется по разрезу; информацию климатических условиях в прошлом дают лишь вариации геохимических характеристик осадков. Наиболее отчетливы интервалы уменьшения содержания N, S и C в осадках возрастом около 1250, 700 и 200 лет (см. рис. 6.13). Вероятно, они соотносятся с периодами ухудшения ледовых условий и незначительного похолодания: два последних из них совпадают с периодами похолодания, выявленными при изучении донных осадков озера Киришиес (Verleyen et al., 2004).

Сопоставление результатов отечественных и зарубежных исследований донных осадков озер оазиса Холмы Ларсеманн позволяет реконструировать относительные изменения климата в районе на протяжении 12 тыс. лет (рис. 6.14).

6.1.4. Оазис Вестфолль (Земля Принцессы Елизаветы)

Низменный приморский оазис Вестфолль — структурно-денудационный мелкосопочник площадью 411 км², рассеченный узкими извилистыми фиордами (рис. 6.15). Высотные отметки его северных, западных и юго-западных районов редко превышают 60 м над уровнем моря. В центре (68°35′ ю.ш., 78°10′ в.д.), на востоке и юго-востоке количество поверхностей выше 60 м возрастает; максимальная высота составляет 157 м над уровнем моря (Pickard, 1986a). Склон ледникового щита ограничивает оазис с востока; на юге территория граничит с выводным ледником Серсдал, который движется вдоль оазиса по долине глубиной до 800 м ниже уровня моря. Средняя годовая температура воздуха в оазисе составляет −10,4 °С, температура воздуха в наиболее теплые летние месяцы — до +0,3 °С, в наиболее холодные — от −14 до −17 °С. Средняя годовая относительная влажность воздуха колеблется вблизи 60 %, средняя годовая скорость ветра находится в пределах 5—8 м/с (Pickard, 1986b).

Время начала дегляциации оазиса было установлено по возрасту органики в основании осадков озера Ас и по результатам датирования выхода на дневную поверхность из-под ледника коренных пород (см. рис. 6.15): свободные от оледенения участки суши появились здесь ранее 12 000—13 000 лет назад (Fabel et al., 1997; Roberts, McMinn, 1999).

Послеледниковые изменения климата выявлялись при исследовании осадков местных озер и морских водоемов, а также при изучении особенностей рельефа и от-

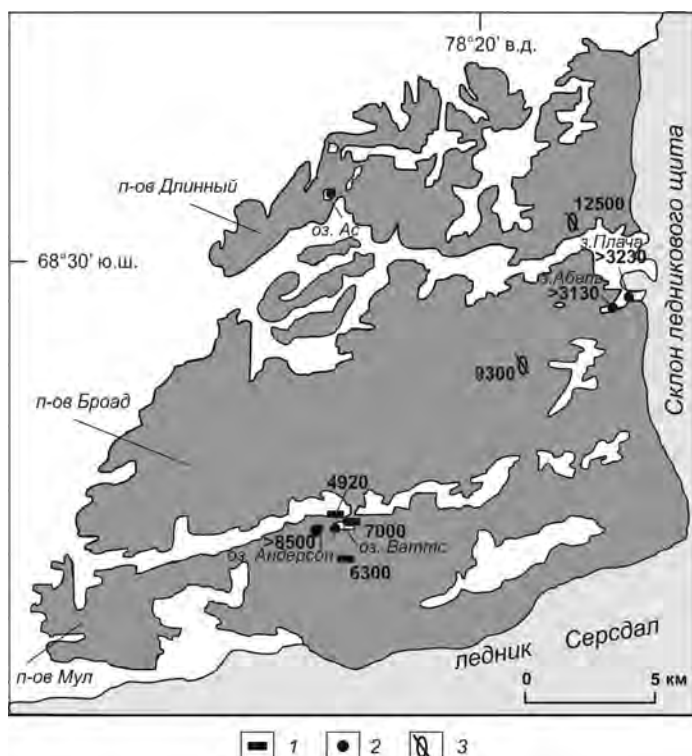


Рис. 6.15. Схема оазиса Вестфолль.

1 — морские организмы, 2 — колонки донных осадков, 3 — места измерения выхода обломков из-под льда на освещенную поверхность; цифрами указан максимальный определенный возраст осадков в точке.

ложений на водосборах. Надо указать, что реконструкции здесь затруднены по двум причинам. Во-первых, есть необходимость введения коррекции в результаты радиоуглеродного датирования морских и пресноводных осадков (Bird et al., 1991; Fulford-Smith, Sikes, 1996; Pickard et al., 1984), причем величина коррекций зачастую не может быть точно установлена из-за малого числа датировок, т.е. существует условность хронологических построений. Во-вторых, после потери связи озер с морем во многих из них преобладали испарение и засоление — процессы, формирующие особенную экологию вод и маскирующие сигналы о небольших флуктуациях климата.

Рельеф, морские и пресноводные отложения в окрестностях озера Ваттс (см. рис. 6.15) показывают, что в раннем — среднем голоцене этот водоем был частью морского залива (Pickard et al., 1986). Около 3700 лет назад доступ морских вод в озеро прекратился, и до 2800 лет назад в него поступали большие объемы пресных вод с таявших остаточных частей ледников, что свидетельствует об относительно теплых условиях. По-видимому, ко времени 2800 лет назад окрестные ледники исчезли, так как в период 2700—1900 лет назад уровень озера понизился практически до современного положения из-за преобладания испарения вод над питанием. Возможно, этот период характеризовался относительно холодными и сухими условиями.

Изучение донных осадков озера Ас (см. рис. 6.15) также показало неоднократную смену условий осадконакопления из-за изменений уровня моря, климата

и ледниковой ситуации (Bird et al., 1991; Fulford-Smith, Sikes, 1996). Были выделены следующие этапы развития водоема: 1) одновременное влияние на состояние озера периодически проникающих морских и стекающих талых вод (9200—8400 лет назад); 2) уменьшение влияния моря и резкое возрастание роли пресных вод (8400—6700 лет назад); 3) преобладание морских условий (6700—5500 лет назад); 4) опреснение вод озера, по-видимому, из-за его отделения от моря (5500—3800 лет назад); 5) относительно стабильное состояние озера с преобладанием испарения над пресноводным питанием, увеличение солености вод (начиная с 3800 лет назад).

На взгляд авторов, на первом и втором этапах возле озера присутствовали снежно-ледовые массы. Таяние этих масс способствовало опреснению водоема. Параметры осадков позднего голоцена в целом указывают на аридизацию. В это время основные изменения диатомового комплекса заключались в увеличении числа пресноводных видов в период 3500—2500 лет назад (потепление и увеличение влажности) и небольшом приросте числа солоновато-водных видов около 1500 лет назад (усиление влияния морских вод) (Fulford-Smith, Sikes, 1996).

Изменения диатомовой флоры в осадках ныне соленого озера Андерсон (см. рис. 6.15) также указывают на мощный сток талых вод в раннем голоцене и на последующую морскую стадию развития с господством морских видов диатомей (Roberts, McMinn, 1998). После утраты связи озера с морем, в течение последних 6000 лет, соленость водоема возрастала из-за испарения и отсутствия поблизости источников талых вод. Небольшое уменьшение солености имело место при накоплении поверхностного слоя осадков, вероятно, вследствие увеличения влажности климата в последние столетия.

Палеоклиматическая информация была получена при гранулометрическом и диатомовом анализе осадков заливов Абель и Плача, примыкающих к краю ледникового щита (см. рис. 6.15). Здесь содержатся сигналы о сокращении летнего стояния ледяного покрова в период 3200—1750 лет назад в ходе потепления и о стабильных климатических условиях с возросшей суровостью ледового режима в течение последних 1750 лет (McMinn, 2000).

Сравнение приведенных интерпретаций обнаруживает определенное сходство между ними и позволяет реконструировать основные изменения климата в оазисе Вестфолль в позднем голоцене: относительное потепление и увеличение влажности в период 3500—2500 лет назад, постепенно сменившиеся более прохладными и сухими условиями к периоду 2000—1800 лет назад; затем существование сравнительно стабильных, относительно сухих и прохладных условий с возможным потеплением в последние десятилетия.

Хронология и характер климатических флуктуаций в раннем и среднем голоцене изучены хуже. Результаты таких исследований приведены лишь в одной работе со ссылкой на неопубликованные данные (Verleyen et al., 2011): потепление примерно в период 9000—5500 лет назад, затем похолодание примерно до 4500 лет назад.

6.1.5. Оазис Бангера (Земля Королевы Мэри)

Оазис Бангера представляет собой один из самых больших на побережье Восточной Антарктиды свободных от оледенения районов общей площадью 952 км² (Короткевич, 1969), координаты центра 66°10' ю.ш., 101°00' в.д. (рис. 6.16). Его территория со всех сторон окружена ледниками и состоит из участков суши, включая многочисленные острова, со средней высотой около 70 м и максимальной отметкой 172 м над уровнем моря и морских акваторий с отметками глубины более 200 м.

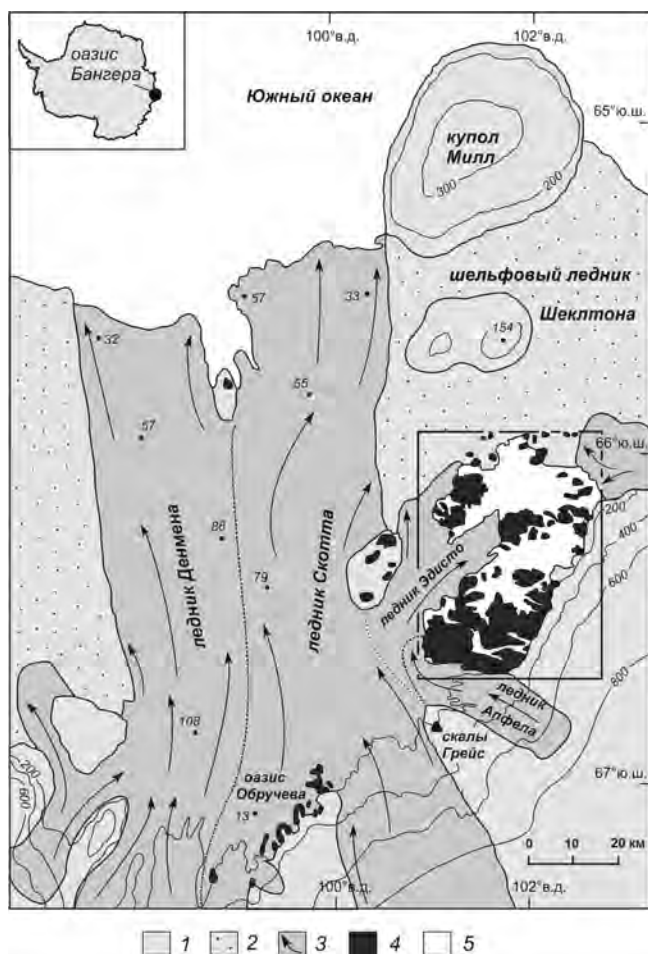


Рис. 6.16. Схема района оазиса Бангера.

1 — ледниковый щит, купола; 2 — шельфовый ледник; 3 — выводной ледник; 4 — суша, свободная от оледенения; 5 — океан и водоемы в оазисе Бангера.

Прямоугольной рамкой выделена территория оазиса Бангера, представленная на рисунках 6.17 и 6.18.

Граничащие с оазисом шельфовый ледник Шеклтона на севере и части выводных ледников на западе и юго-западе территории находятся на плаву, благодаря чему океанические воды связаны с внутренними морскими акваториями оазиса.

Влияние океана на экологию этих акваторий сильно различается в зависимости от их глубины, типа граничащих с ними ледников, местоположения линии налегания ледников на дно шельфа. Климатические условия в оазисе также неоднородны. В центре Южных Холмов (рис. 6.17) среднегодовая температура составляет $-9,1^{\circ}\text{C}$, среднемесячная температура воздуха достигает $+1,6^{\circ}\text{C}$ летом и понижается до $-20,6^{\circ}\text{C}$ зимой, а потенциальное испарение (400—600 мм/год) значительно превышает годовую сумму осадков (200 мм) при среднегодовой относительной влажности воздуха 56 % (Долгин, Петров, 1977; Русин, 1961). У края ледника Аффела почти на 2°C холоднее и более влажно (Doran et al., 1996).



Рис. 6.17. Схема оазиса Бангера.

1 — суша, свободная от оледенения; 2 — водоемы; 3 — точка отбора колонки донных осадков PG 1173.

Свидетельства послеледникового развития природной среды оазиса отражены в его рельефе, в донных осадках озер и морских водоемов, в морских отложениях на берегах, в органических отложениях гнезд снежных буревестников. Пространственное распределение древнейших значений возраста органического материала показывает (рис. 6.18), что свободные от льда участки, пригодные для поселения птиц и развития жизни в водной среде, существовали в оазисе уже на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена (13550—9470 лет назад), а затем территория оазиса последовательно освобождалась от ледников.

Главный источник палеоклиматической информации в оазисе — донные осадки десятков озер и внутренних морских заливов (Клоков и Веркулич, 1995). Среди многочисленных колонок донных осадков, поднятых из водоемов в 1986—1994 гг., самой представительной по палеоклиматическим данным стала колонка PG1173 (см. рис. 6.17), отобранная в ходе российско-германской экспедиции с глубины 90,7 м из залива Рыбий Хвост (Melles, Kulbe, Overduin et al., 1994). Она сложена от поверхности дна до глубины 12,1 м однородным сапропелем (микробными матами) с примесью глинистого материала, а ниже, до подошвы разреза (глубина 12,9 м), песчано-суглинистым материалом и мореной (рис. 6.19). Детальное радиоуглеродное датирование (Melles et al., 1997) позволило получить хронологию осадконакопления с временным разрешением около 50 лет и указало на примерно одинаковую скорость осаднения материала на дне в течение почти 10 000 лет. Прямая зависимость биологической продуктивности в этой части залива от его ледового режима, температуры и солености воды, которые определяются преимущественно климатическими флуктуациями, отсутствие в течение голоцена

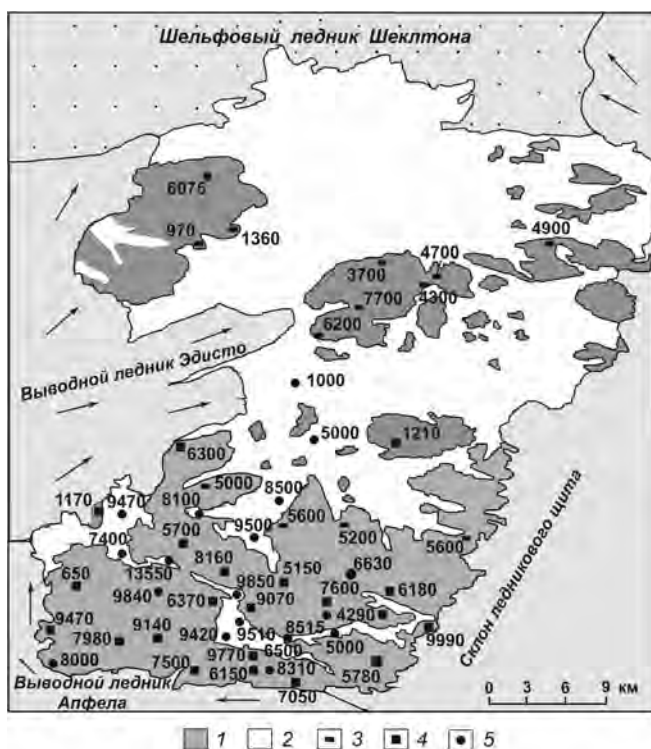


Рис. 6.18. Распределение значений наиболее древнего возраста органических отложений по территории оазиса Бангера в соответствии с данными (Веркулич, 1991; Веркулич, Большианов, Меллес, и др. 1995; Веркулич и др., 1998, 1999; Bolshiyarov et al., 1989, 1991; Colhoun, Adamson, 1992; Kulbe, 1997; Melles, Verkulich, Hermichen, 1994; Verkulich, Hiller, 1994; Verkulich et al., 2002). 1 — суша, 2 — водоемы, 3 — ископаемые раковины моллюсков, 4 — органические отложения в гнездах птиц, 5 — органический материал в осадках водоемов; цифрами указан возраст (значения радиоуглеродных датировок после коррекции).

существенного влияния стока талых вод с суши, — все это предполагает высокую палеоклиматическую репрезентативность информации, заключенной в осадках колонки.

Палеоклиматические записи были сначала извлечены при изучении вариаций по разрезу геохимических характеристик осадков и ископаемой диатомовой флоры. Анализ изменений общего содержания углерода (TOC) и серы (S), значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$, соотношения содержания углерода и азота выявил, что потепление имело место в рассматриваемом районе в периоды 9400—7600 и 4500—2500 калиброванных лет назад (кал. лет назад) с максимально теплыми условиями (климатическим оптимумом) в период 3500—2500 кал. лет назад (Kulbe et al., 2001). Проведенные затем исследования ископаемой диатомовой флоры предоставили более детальную и разнообразную информацию об изменениях климата и окружающей среды. В 252 образцах, отобранных из каждые 5 см разреза колонки PG1173, было идентифицировано 86 видов диатомей, среди которых абсолютно доминируют морские виды.

Для палеоэкологических интерпретаций виды были сгруппированы в соответствии с оптимальными для их обитания условиями в водной среде: соленостью и температурой воды, глубиной, ледовыми условиями. Наибольшее содержание

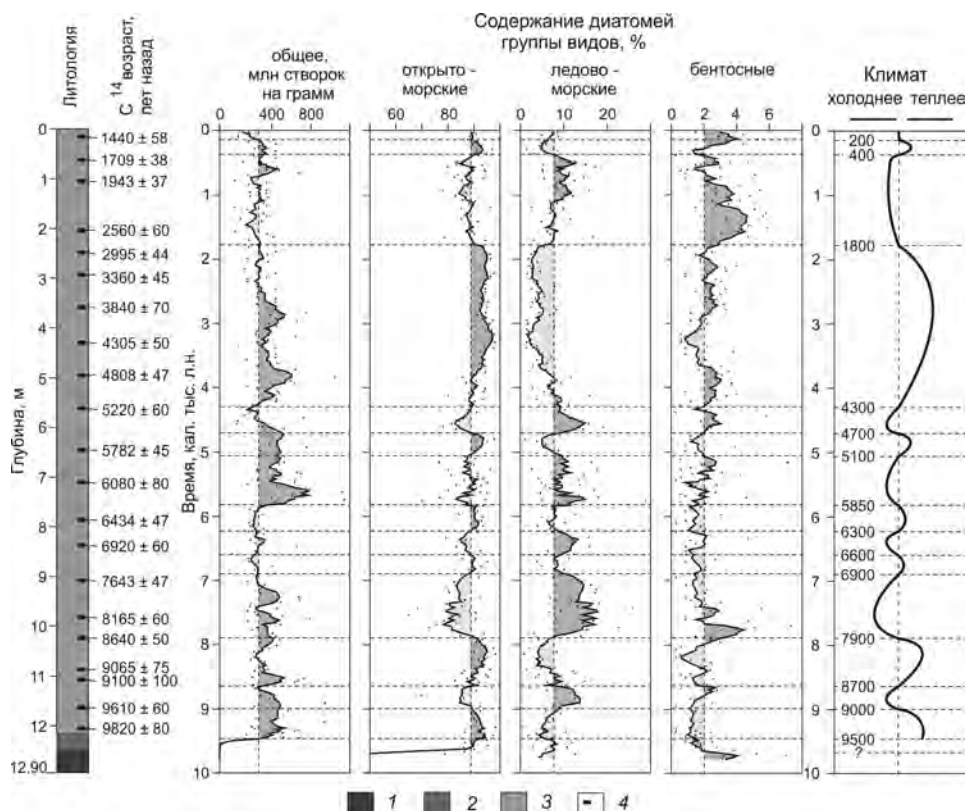


Рис. 6.19. Строение, хронология, результаты диатомового анализа и реконструкция климатических условий накопления осадков колонки PG1173 из залива Рыбий Хвост. На графиках диатомового анализа точки соответствуют измеренным значениям параметров, кривые проведены через средние значения для 5 точек

1 — морена, 2 — слоистые пески — супеси, 3 — сапропели, 4 — места отбора образцов для датирования.

в осадках имеют группы планктонных открыто-морских и ледово-морских видов диатомей — общая численность некоторых из них (открыто-морские *Chaetoceros* sp., *Thalassiosira latimarginata*, *Th. nordenskioldii* и ледово-морские *Nitzschia curta*, *N. cylindrus*, *Entomoneis kjellmanii*) составляет до 90 % общей численности створок диатомей в образцах. Диатомеи этих групп существенно различаются по условиям обитания. Открыто-морские виды обычно редко обитают под ледовым покровом, предпочитая свободные от льда водные пространства с нормальной соленостью; оптимальная температура воды для вегетации видов *Th. latimarginata* и *Th. nordenskioldii* составляет от 2 до $-0,5^{\circ}\text{C}$ (Zielinski, Gersonde, 1997). Диатомеи, принадлежащие к группе открыто-морских видов *Chaetoceros* sp., имеют самые высокие концентрации створок в осадках колонки PG1173 и оказывают существенное влияние на вариации общего содержания диатомей по разрезу. Их обилие в донных осадках антарктических вод связывается с высокой первичной биологической продуктивностью в палеоводоемах; кроме того, *Chaetoceros* sp. обладают способностью к активной вегетации в условиях меняющихся сезонных ледовых условий (Leventer, 1991, 1992).

Ледово-морские виды чаще встречаются в районах распространения паковых или сезонных льдов, плавучих ледниковых языков и в областях охлаждения и разбавления морских вод талыми; их содержание достигает максимума в верхних слоях водоемов при температуре воды ниже $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (*N. curta*) или от $-0,5$ до $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (*N. cylindrus*) (Cunningham, Leventer, 1998; Leventer, 1998; McMinn, 2000; Pichon et al., 1987; Zielinski, Gersonde, 1997). Эти два вида, а также *E. kjellmanii* соотносятся с присутствием морского льда и служат важным индикатором экологической обстановки на морских акваториях в прошлом.

В целом флуктуации содержания в осадках открыто-морских и ледово-морских диатомей являются главным индикатором изменений ледового покрова, температуры и солености вод залива. Бентосных диатомей в колонке PG1173 мало. Как правило, они не обитают на глубине более 70 м (McMinn, 2000; Whitehead, McMinn, 1997) и, значит, были перенесены льдом из мелководных частей залива. Их содержание может косвенно отражать степень суровости прибрежных ледовых условий, ограничивающих проникновение света к поверхности дна.

На рис. 6.19 приведено распределение по разрезу содержания экологических групп видов диатомей, а также общего содержания створок диатомей в осадках — показателя изменений первичной биологической продуктивности в водоемах (Battarbee et al., 2001). Из рисунка видно, что морские диатомовые водоросли есть даже в основании разреза (морена), однако их очень мало. Скорее всего, они существовали в морском бассейне в окрестностях оазиса в межледниковье, а потом были включены вместе с осадками этого бассейна в ледник и переотложены — это подтверждается наличием в донных моренах западных районов оазиса органики с радиоуглеродным возрастом от 27 000 до 34 000 лет (Gore et al., 2001; Melles et al., 1997). Выше морены, в супесях-суглинках, общее содержание и число морских видов диатомей возрастают. Явное преобладание в этих осадках морских видов (до 92 % общего содержания) указывает на то, что дегляциация залива происходила под большим влиянием трансгрессии, способствовавшей всплыванию, разрушению ледников и проникновению сюда морских вод.

С 9500 лет назад в районе отбора колонки PG1173 существовал морской залив и накапливались сапропели. Низкое содержание в них минеральных частиц свидетельствует об отсутствии в окрестностях залива ледников, способных обеспечивать мощный сток талых вод.

В сапропелях возрастом 9500—7900 кал. лет (за исключением периода 9000—8700 лет назад), содержание открыто-морских видов диатомей высокое, количество ледово-морских и бентосных видов низкое, а общая концентрация створок сравнительно велика. Эти данные соотносятся с благоприятными условиями вегетации диатомей, т.е. с теплыми климатическими условиями. Свидетельством заметного потепления здесь служит и то, что повышение содержания открыто-морских видов происходит за счет увеличения количества не столько створок *Chaetoceros* sp. (вид легко адаптируется к смене экологической обстановки), сколько створок *Th. latimarginata* и *Th. nordenskioldii*, предпочитающих стабильные, благоприятные условия вегетации (Cunningham, Leventer, 1998; Leventer, 1991; Zielinski, Gersonde, 1997).

В период 7900—6900 кал. лет назад климатические условия в оазисе были значительно холоднее, возможно, наиболее холодными в голоцене: в осадках этого возраста регистрируется минимальное по колонке содержание открыто-морских

видов диатомей одновременно с максимальным количеством ледово-морских видов; кроме того, в начале похолодания возрастает число бентосных диатомей.

В период 6900—4300 кал. лет назад осадконакопление в заливе происходило при климатических условиях, в целом напоминающих современные. На это указывают невысокие по амплитуде флуктуации содержания всех групп видов диатомей, а также близость к среднему значению общих концентраций створок (за исключением периода 5850—4700 кал. лет назад). Незначительные потепления (6900—6600, 6300—5850 и 5100—4700 кал. лет назад) и похолодания (6600—6300, 5850—5100 и 4700—4300 кал. лет назад) в пределах этого периода отражены синхронными, но противоположно направленными колебаниями содержания открыто-морских и ледово-морских видов, сопровождающимися соответствующими изменениями количества бентосных диатомей. Высокие значения общего содержания створок в осадках периода 5850—4700 кал. лет назад обусловлены максимумом содержания створок *Chaetoceros sp.*, успешно развивавшихся в часто меняющихся экологических условиях.

Продолжительный период значительного потепления отчетливо проявляется в осадках периода 4300—1800 кал. лет назад, где наблюдаются максимум содержания открыто-морских видов диатомей с увеличением количества *Th. latimarginata* и *Th. nordenskioldii*; минимум содержания ледово-морских видов диатомей; стабильное, сравнительно невысокое число бентосных диатомей; относительно высокая общая концентрация створок.

Климат последних 1800 лет был в целом чуть холоднее современного. Исключением является период около 400—200 кал. лет назад, когда в осадках повышается содержание открыто-морских видов и уменьшается количество ледово-морских и бентосных диатомей. Относительно повышенные концентрации створок бентосных видов в осадках последних пяти тысячелетий, по-видимому, объясняются понижением уровня моря (Веркулич и др., 2007). Оно могло привести к увеличению площади мелководных участков залива, где развивались (и затем переносились льдом в глубокие районы) бентосные диатомей.

Полученные в ходе исследований колонки PG1173 палеоклиматические выводы не противоречат основным результатам изучения трех колонок донных осадков из озера Фигурного (Verkulich et al., 2002) — крупнейшего местного пресноводного водоема (см. рис. 6.17). Это подтверждает корректность и региональное значение выполненных реконструкций.

6.1.6. Острова Уиндмилл (Земля Уилкса)

Район островов Уиндмилл (координаты географического центра 66°10' ю.ш., 110°00' в.д.) граничит на севере и востоке с куполом Лоу диаметром около 200 км и высотой до 1300 м (рис. 6.20). На юге частичная разгрузка материкового льда идет через выводные ледники Петерсон и Вандерфорд. Высота некрупных островов и полуостровов общей площадью около 75 км² невелика и в среднем составляет около 40 м; максимальные отметки не превышают 100 м над уровнем моря (Goodwin, 1993). В соответствии с результатами инструментальных наблюдений средняя температура воздуха наиболее теплых и холодных месяцев составляет 0,3 и –14,9 °С соответственно; экстремальные значения температуры воздуха равны 9,2 и –41,0 °С. Несмотря на близость океана, рассматриваемый район отличается сухим климатом с годовым количеством осадков около 195 мм при значительно более высоком потенциальном испарении (Mellick, Seppelt, 1997).

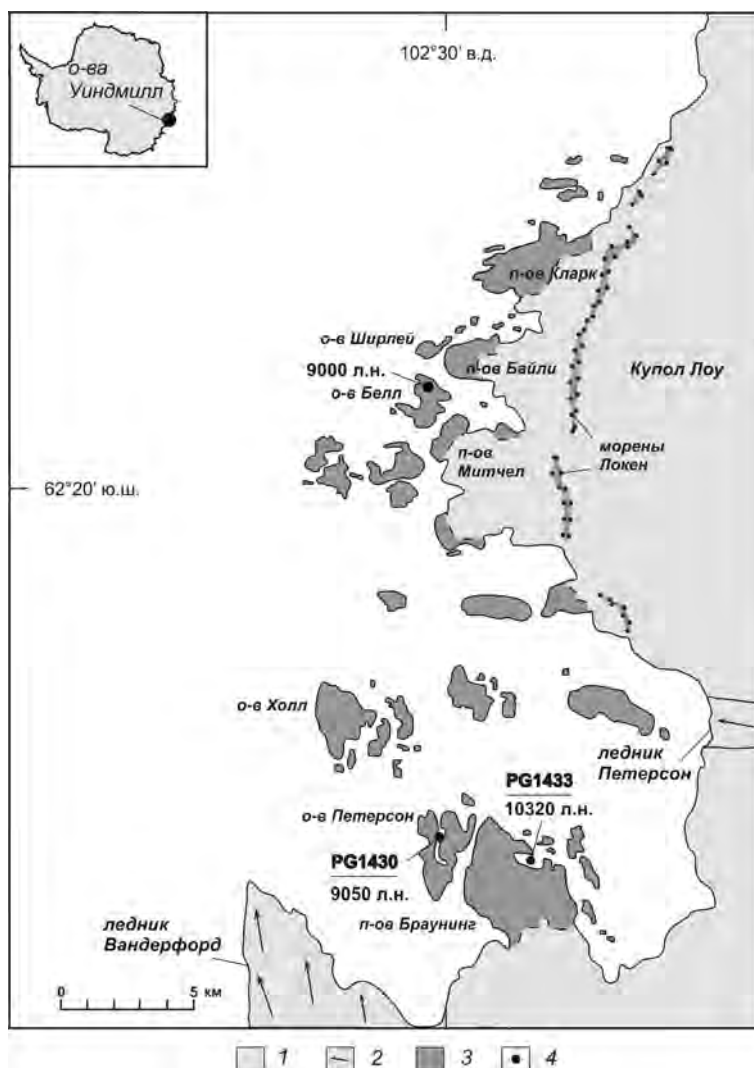


Рис. 6.20. Схема района островов Уиндмилл.

1 — ледниковый склон и купола, 2 — выводной ледник, 3 — свободная от оледенения суша, 4 — места отбора колонок донных осадков с указанием их номера; цифрами указан возраст древнейших органических отложений.

Самые продолжительные записи данных о послеледниковых климатических условиях района были извлечены из донных осадков колонок PG1430 и PG1433, поднятых в заливах у острова Петерсон и полуострова Браунинг (см. рис. 6.20). Около 10 000 лет назад ледниково-морские отложения в этих колонках, накапливавшиеся в начальной, активной стадии дегляциации, перекрываются сапропелями мощностью 8,5 и 11,0 м. Радиоуглеродное датирование 45 образцов из разрезов сапропелей показало их аккумуляцию в течение всего голоцена, а исследования по разрезам диатомовых комплексов и содержания органического углерода (C_{org}) позволили выявить изменения условий осадконакопления (Cremer et al., 2003).

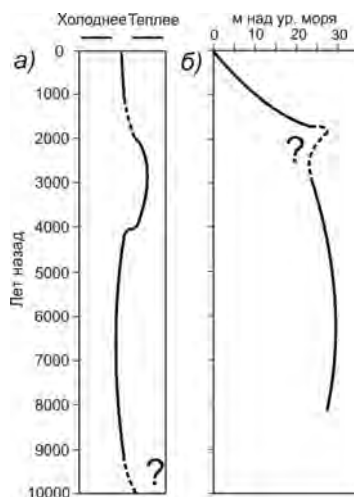


Рис. 6.21. Реконструкции изменения климатических условий (а) и относительного уровня моря (б) в районе островов Уиндмилл, основанные на данных работ Cremer et al. (2003), Goodwin (1993), Løken (1959), Roberts et al. (2004).

Примерно в период 10 500—4000 лет назад климат в районе островов в целом был относительно холодным: в сапропелях этого возраста установлено невысокое содержание $C_{\text{орг}}$ (менее 2 %) и доминирование ледово-морского диатомового комплекса, который мог развиваться при сравнительно суровом ледовом режиме водоемов. Однако в осадках колонки PG1430 возрастом около 10000 лет наблюдается рост количества пресноводных диатомей (до 24 %), что говорит об усилении стока талых вод с окружающих ледников, т.е. об относительно теплых климатических условиях (рис. 6.21). Период от 4000 до примерно 2000 лет назад, по-видимому, был относительно теплым, и в летние сезоны морской ледовый режим был менее суров, чем в настоящее время. В осадках высоко содержание $C_{\text{орг}}$ (до 4—5 %) и створок диатомей с увеличением количества пресноводных видов (в осадках бухты Петерсона), что свидетельствует об интенсивном таянии льда и опреснении верхних слоев вод залива. В течение последнего тысячелетия осадконакопление шло в холодных условиях, при суровом ледовом режиме: в разрезах снижаются количество створок диатомей и содержание $C_{\text{орг}}$. Переход к этому периоду мог начаться 2000—1700 лет назад, что регистрируется в колонке PG1430 уменьшением содержания пресноводных и повышением числа ледово-морских диатомей (Cremer et al., 2003; Kirkup et al., 2002).

На севере района палеогеографическую информацию предоставило изучение 82-сантиметровой колонки сапропелей, отобранной из озера на острове Белл (см. рис. 6.20). Хронология накопления осадков базировалась на трех радиоуглеродных датировках, а реконструкция природных условий проводилась по изменениям в разрезе диатомовых комплексов и рассчитанным значениям палеосолености водоема (Roberts et al., 2004). Поскольку озеро располагается на высоте 28 м, а уровень моря в период голоцена в рассматриваемом районе достигал отметок 30—32 м (Goodwin, 1993; Løken, 1959), в осадках колонки запечатлены смешанные сигналы климатических и морских событий.

Около 9000 лет назад озеро было пресноводным. Примерно с 9000 до 8000 лет назад его соленость увеличивается от менее чем 1 ‰ до почти 27 ‰, что отражает подъем относительного уровня моря и проникновение в озеро океанических вод при наличии стока талых вод. В период 8000—4800 лет назад озеро является частью моря (см. рис. 6.21); в нем развивается морской планктонный комплекс диатомей. Примерно 4800—4600 лет назад начинается опреснение озера из-за понижения уровня моря и увеличения доли пресноводного питания. В период 4600—2900 лет назад продолжается уменьшение (до 12 ‰) солености озера, где обитают как морские, так и пресноводные виды диатомей. По-видимому, в течение этого периода водоем окончательно отделяется от моря, так как позднее (2800—1900 лет назад) он становится типичным пресноводным озером с соленостью вод менее 3 ‰. Диатомовый комплекс осадков возрастом около 1850 лет указывает на очень кратковременное, но значительное увеличение солености вод (с 3 до 35 ‰), которое объясняют резким потеплением, способствовавшим испарению воды и концентрации солей в озере (Roberts et al., 2004). В период 1800—700 лет назад озеро вновь становится пресноводным (соленость менее 3 ‰), а в настоящее время его соленость не превышает 25 ‰ (осадки за последние 700 лет были утеряны при отборе колонки).

На преобладание относительно низкой температуры воздуха в течение последнего тысячелетия (за исключением короткого времени около 600 лет назад) указывают и результаты изучения ледяного керна купола Лоу (Delmotte et al., 1999; Morgan, van Ommen, 1997).

6.1.7. Побережье Земли Виктории, Сухие Долины (регион моря Росса)

Оледенение этого обширного региона (рис. 6.22) представляет собой сложную систему ледниковых тел разного типа: шельфовый ледник Росса, ледниковые купола на приподнятых участках дна шельфа, части ледникового щита Западной Антарктиды, горно-долинные ледники и ледниковые купола в пределах вершин и склонов Трансантарктических гор, локальные и выводные ледники в прибрежных областях Земли Виктории и Земли Мэри Бёрд, в районе залива Мак-Мёрдо. Рассмотрение сразу такой обширной территории объясняется тем, что изменения различных ледниковых масс в ее пределах в прошлом были взаимосвязаны и поэтому могут быть поняты лишь при совместном анализе. Данные об этих изменениях собирались в бассейне моря Росса, в районе залива Мак-Мёрдо, в Сухих Долинах, на побережье (в частности, на побережье залива Терра-Нова).

Горно-долинные оазисы — Сухие Долины Земли Виктории — протянулись от высотных отметок более 1500 м к побережью (в виде долин), где высота составляет 100 м и менее. Средняя годовая температура воздуха в разных долинах составляет от -17 до -20 °C (Clow et al., 1988). Летом (декабрь, январь) средняя температура воздуха в средних и нижних частях долин составляет около -1 °C, хотя иногда над отдельными участками долин (в основном в нижней их части) воздух может прогреваться до 10 °C (Hall et al., 2001). Для долин также характерны низкая относительная влажность, малое количество осадков (за год меньше 100 мм), высокое потенциальное испарение (более 300 мм/год) и иссушающее действие постоянных ветров из высоких районов материка (Clow et al., 1988).

Территория островов и участки побережья залива Терра-Нова расположены на сравнительно низких участках суши и, имея прямой контакт с океаническими массами, относятся к приморским низким оазисам. Для них характерен мягкий и влажный

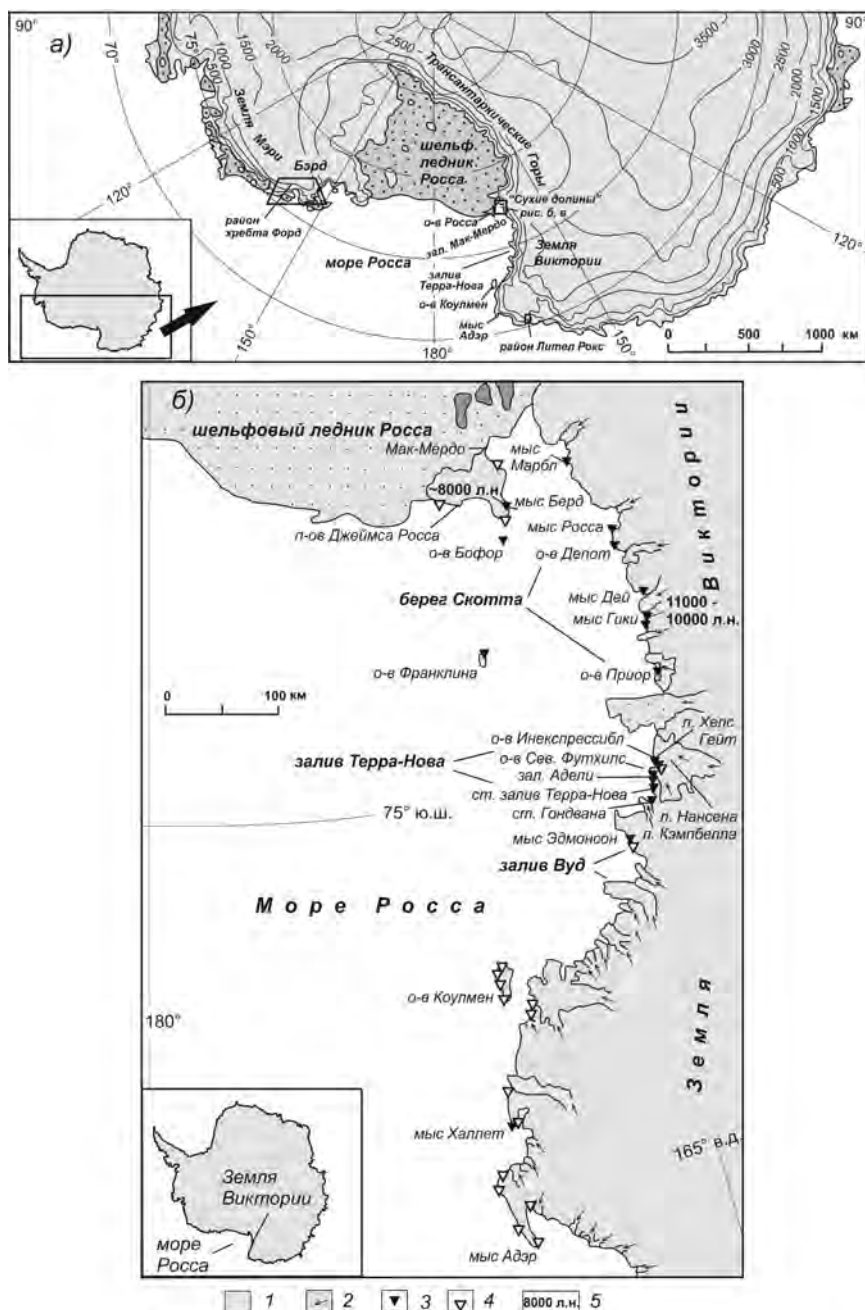


Рис. 6.22. Схема региона моря Росса (а) и района побережья Земли Виктории (б) с точками данных в соответствии с работами Baroni (1994), Baroni, Orombelli (1994a), Kirk (1991), Mabin (1986).

1 — ледниковый щит и купола, 2 — выводной ледник, 3 — органические отложения в гнездах пингвинов, 4 — местоположение современных колоний пингвинов, 5 — древнейший голоценовый возраст отложений, (указан цифрами).

климат, в целом похожий на климат таких районов, как острова Уиндмилл, Холмы Ларсеманн, оазис Вестфолль.

Информация о климатических условиях в прошлом и ходе дегляциации в регионе собиралась на свободных от оледенения участках побережья и долин. На побережьях (преимущественно в районе залива Терра-Нова — см. рис. 6.22) изучались пляжи и береговые валы с залегающими на их поверхности или в разрезах отложений *in situ* ископаемыми раковинами моллюсков и других морских организмов, а также следы жизнедеятельности пингвинов (гуано, останки тел и яиц) в орнитогенных почвах современных и покинутых колоний птиц.

Данные датирования орнитогенных почв в покинутой колонии птиц на мысе Гики, расположенной на высоте более 40 м над уровнем моря (Baroni, 1994), показали, что первое заселение побережья Земли Виктории птицами произошло 13 000—11 300 радиоуглеродных лет назад (около 11 000—10 000 лет назад после коррекции на AMRE). Анализ пространственных и временных особенностей дальнейшего расселения пингвинов дает сведения об изменениях климата. Помимо наличия свободной от льда и воздействия морских вод суши, для этих птиц необходимо отсутствие ледяного покрова и возможность питания на близлежащих морских акваториях в течение летних сезонов их размножения (Stonehouse, 1975). Сопоставление более 70 радиоуглеродных датировок из орнитогенных почв (Harrington, 1960; Harrington, McGellar, 1958; Heine, Speir, 1989; Speir, Cowling, 1984; Stuiver et al., 1981; Whitehouse et al., 1989) показало, что пингины, появившись на мысе Гики, стали последовательно заселять побережье района начиная с периода 8000—7000 лет назад (Baroni, Orombelli, 1994б).

Некоторые из мест гнездования используются с давних времен по сегодняшний день: почти с 8000 лет назад на полуострове Джеймса Росса; с примерно 6000 лет назад на острове Инекспрессибл; с примерно 4500 лет назад на острове Франклина; с примерно 3500 лет назад на побережье залива Адели (см. рис. 6.22). В окрестностях станции Терра-Нова и острова Приор колонии пингвинов существовали в периоды 5200—3700 и 1350—750 лет назад соответственно. Хронология присутствия птиц в рассматриваемом районе позволила выделить так называемый «пингвиний оптимум» — период 4300—2900 лет назад, когда пингины жили на десяти из 18 изученных участков побережья (рис. 6.23 а). По-видимому, морские ледовые условия тогда были максимально благоприятными для гнездования и питания птиц, что свидетельствует об относительно теплом климате. Вскоре после 2900 года тому назад присутствие пингвинов на изученных участках сократилось (семь колоний из десяти было покинуто), что может быть связано с более суровыми ледовыми условиями, т.е. похолоданием. В последнем тысячелетии число колоний снова возрастает, причем пингины используют некоторые старые колонии и заселяют новые места.

На основе сведений о динамике расселения пингвинов авторами была построена палеоклиматическая кривая (см. рис. 6.23 б). Однако следует отметить ее гипотетический характер, так как появление и исчезновение колоний на берегах зависело не только от климатических условий, но и от относительных колебаний уровня моря. Кроме того, большое влияние на ледовые условия вдоль берегов моря Росса могло иметь выдвижение или отступление краев выводных ледников (Baroni, 1994; Baroni, Orombelli, 1994а, 1994в).

В Сухих Долинах доказательства потепления в период 3000—2000 лет назад были получены при определении состава и радиоуглеродного возраста древних

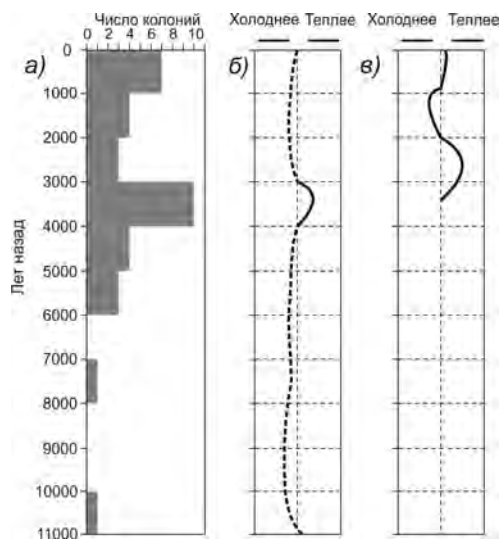


Рис. 6.23. Реконструкции изменения динамики расселения пингвинов (а) и климатических условий на побережье Земли Виктории, в районе залива Терра-Нова (б), и в Сухих Долинах (в).

озерных отложений (Smith, Friedman, 1993), расположенных на высоте до 60 м над современным уровнем озер Ванда и Дон-Джуан в долине Райт. Потепление привело к подъему в долине снеговой линии и отступанию тающих краев ледников. По окончании «теплого эпизода» снеговая линия понизилась, но малое количество льда, оставшееся после потепления на уровнях ниже нее, не могло обеспечить в течение некоторого времени достаточного питания водоемов талыми водами, что привело к почти полному иссушению озера Ванда примерно 1200 лет назад (Wilson, 1964). Дальнейшее снегонакопление вызвало прирост и разрастание ледниковых масс примерно до современных размеров уже в течение последнего тысячелетия.

Изотопные исследования ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) водных профилей озер Фрюкселль и Хор в долине Тейлор, хронологически привязанные к модельным построениям, также позволили предположить, что 1200—1000 лет назад озера были сильно иссушены (озеро Хор практически высохло) по сравнению с их современными объемами (Lyons et al., 1998). Сопоставив свои выводы с итогами палеолимнологических исследований (Lawrence, Hendy, 1985; Smith, Friedman, 1993; Wilson, 1964), Лайонс с соавторами (Lyons et al., 1998) пришли к выводу о том, что в Сухих Долинах теплые условия в период 3000—2000 лет назад сменились холодными и сухими условиями в период от 2000 до 1200—1000 лет назад, а затем относительно теплыми и влажными условиями в последнем тысячелетии (см. рис. 6.23 в).

6.2. ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА

Сведения о послеледниковых изменениях климата региона Западной Антарктики в основном собирались там, где есть сравнительно большие свободные от оледенения участки суши, — на Южных Шетландских островах, на островах Элефант, Джеймса Росса и Вега (рис. 6.24).



Рис. 6.24. Местоположение и схема района Антарктического полуострова и моря Уэдделла (Западная Антарктика).

В направлении с запада на восток, от Южных Шетландских островов через Антарктический полуостров к островам возле его восточных окраин, современные климатические условия заметно изменяются. На Южных Шетландских островах среднегодовая температура воздуха составляет $-2 \dots -3 \text{ }^{\circ}\text{C}$; в январе средняя температура воздуха положительная (около $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$), а в самые холодные зимние месяцы понижается до $-6 \dots -8 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая относительная влажность здесь превышает 80 %; годовое количество осадков на свободных от льда участках островов достигает 400—600 мм, а на ледниковых куполах доходит до 1000—1500 мм.

Большая повторяемость ветра западного направления, приносящего влажные воздушные массы, характерна для северных окраин Антарктического полуострова, где в зависимости от высоты выпадает от 250 до 1000 мм осадков в год, а средняя температура воздуха в январе изменяется от 1 до $-4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (Симонов, 1975; Jeong, 2006; Orvig, 1970; Zale, Karlen, 1989). Продвижению этих воздушных масс дальше на

восток препятствуют высокие хребты полуострова, что сказывается на климатических условиях в бассейне моря Уэдделла: на острове Джеймса Росса среднегодовая температура воздуха составляет уже около -9°C , а температура воздуха летом едва превышает 0°C ; годовая сумма осадков составляет около 150 мм (Ingölfsson et al., 1992). По этой причине собранные палеогеографические материалы будут проанализированы для каждого района отдельно.

6.2.1. Южные Шетландские острова и остров Элефант

Остров Кинг Джордж (координаты центра $62^{\circ}00'$ ю.ш., $58^{\circ}00'$ з.д.) — крупнейший среди Южных Шетландских островов. Он почти весь перекрыт ледниками, лишь на его окраинах есть свободные от оледенения участки суши общей площадью около 70 км^2 . На них располагаются исследовательские станции России, Бразилии, Китая, Уругвая, Аргентины, Польши, Южной Кореи, принимающие в ходе летних сезонов ученых разных специализаций, в том числе палеогеографов.



Рис. 6.25. Схема полуострова Файлдс и положения объектов палеогеографических исследований. 1 — точки изучения разрезов отложений в 2008—2012 гг.; 2 — номера точек изучения разрезов отложений в 2008—2012 гг.; 3 — точки предшествующих исследований с данными из работ Hall (2007), Mäusbacher et al. (1989), Schmidt et al. (1990), Tatur et al. (2004), Watcham et al. (2011); 4 — древнейшие значения возраста (радиоуглеродные датировки) органического материала в точках; 5 — положение изолинии 20 м над уровнем моря.

Максимальное число станций было основано на полуострове Файлдс, который отделен от остальной территории острова ледниковым куполом Беллинсгаузена (рис. 6.25). Рельеф полуострова в целом представляет собой мелкосопочник с абсолютными отметками высоты до 150—160 м над уровнем моря (Симонов, 1973).

Изученность полуострова Файлдс выше, чем остальной территории острова Кинг Джордж, — палеогеографические исследования проводятся здесь специалистами разных стран с 70-х годов XX века (Заморуев, 1972; Симонов, 1975; Barsch, Mäusbacher, 1986; John, Sugden, 1971; Hall, 2007; Martinez-Macchiavello et al., 1996; Matthies et al., 1990; Mäusbacher et al., 1989; Schmidt et al., 1990; Tatur et al., 2004; Watcham et al., 2011), и собранные за эти годы данные заложили основу представления о развитии природной среды полуострова в послеледниковое время. Начальные сведения об изменениях климата дали палеолимнологические исследования. В частности, изучение литологии и диатомовых комплексов, определение возраста осадков озера Китеж (см. рис. 6.25) показали, что климатические условия в районе были относительно холодными в раннем — среднем голоцене, более теплыми в период 4700—3200 лет назад и приблизились к современным около 2000 лет назад (Barsch, Mäusbacher, 1986).

Однако многие природные объекты, характеризующие произошедшие в прошлом изменения климата, уровня моря и местного оледенения, были изучены учеными ААНИИ сравнительно недавно, в летние полевые сезоны 2008/09, 2010/11, 2011/12 и 2015 гг. Ранее не указанные в литературе разрезы четвертичных отложений на полуострове Файлдс были найдены в 16 точках при расчистке естественных обнажений и в закопках (см. рис. 6.25). В закопках глубиной до 0,5 м (точки 35, 47, 86—88) были вскрыты поверхностные рыхлые отложения (пески, гравий, супесь, остатки мхов) до элювия коренных пород или галечника (рис. 6.26).

Расчистки на склонах холма (128—130), рытвин и долин (36, 67—83, 117, 123—127), эрозионных останцов (39—46, 89—92) обнажили отложения видимой мощностью до 1,2 м, представленные обломочным, часто слоистым материалом размерности от песков с гравием до суглинков, которые нередко содержат ископаемую органику (мхи, водоросли, раковины) и имеют разный генезис. Подобные отложения включены и в моренный комплекс на краю ледникового купола Беллинсгаузена (точки 17—29, 30—34, 38, 55—58, 95—98, 99—104). Они представлены блоками рыхлых толщ озерного, водно-ледникового или морского происхождения мощностью примерно до 1,0 м с сохранившейся часто слегка смятой первичной слоистостью, с глетчерным льдом в основании. Эти блоки (так называемые отторженцы) были захвачены и перемещены ледником в период его разрастания, а во время дегляциации обнажились при уменьшении высоты ледниковой поверхности и таянии льда, в который они были заключены. Сохранность первичной картины накопления разрезов отложений в отторженцах подтверждается наличием в них слоев с макроостатками флоры и фауны и комплексов ископаемых диатомовых водорослей.

Лабораторные исследования отложений включали радиоуглеродное датирование, диатомовый анализ, таксономические определения макроостатков (мхи, водоросли, раковины моллюсков). Наряду с особенностями литологии аналитические данные позволили получить информацию о генезисе отложений, их возрасте, особенностях условий накопления и переотложения.

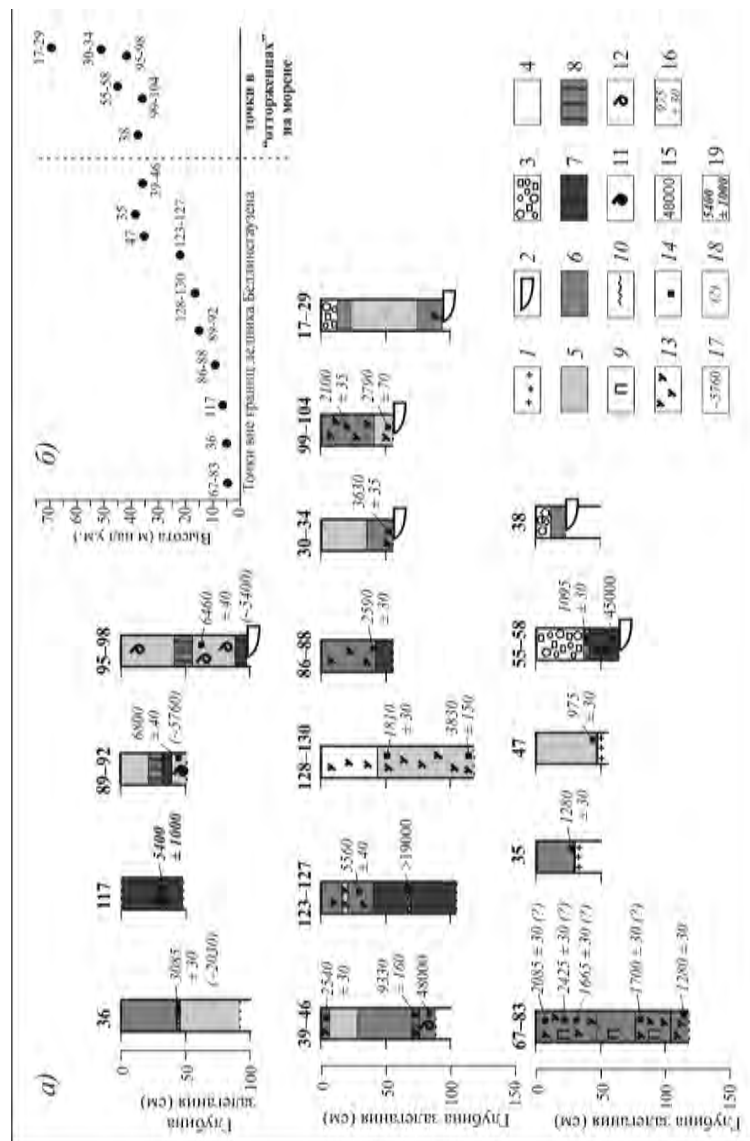


Рис. 6.26. Стресс, результаты аналитических исследований (а) и высотное положение (б) точек — разрез отложений на полуострове Файлдс. Местоположение точек см. рис. 6.25. 1 — эловый коренных пород, 2 — глетчерный лед в основании разрез; 3 — морена, 4 — склоновые отложения; 5 — отложения без диатомовой флоры; 6 — отложения с пресноводными диатомовыми комплексами; 7 — морские отложения; 8 — отложения со смешанными диатомовыми комплексами (морские и пресноводные); 9 — переотложенные осадки; 10 — морские водоросли *in situ*; 11 — раковины морских моллюсков *in situ*; 12 — обломки раковин морских моллюсков; 13 — мхи; 14 — горизонты отбора образцов для датирования возраста; 15 — радиоуглеродный возраст морских отложений интерстициала; 16 — радиоуглеродный возраст голоценовых отложений; 17 — радиоуглеродный возраст морских отложений после введения поправки на AMRE; 18 — сомнительные датировки возраста переотложенного материала; 19 — возраст раковин, полученный с использованием уран-ториевого метода.

Совместный анализ этих данных и ранее опубликованных результатов палеогеографических исследований дал обновленную, более корректную картину изменений природной среды, в том числе изменений климата. Условия и время начала дегляциации полуострова Файлдс оцениваются по особенностям рельефа и древнейшему возрасту послеледниковых отложений. Органический материал стал накапливаться в местных водоемах 10 500 лет назад (см. рис. 6.25), что означает освобождение участков полуострова от покровного оледенения минимум на 1000 лет раньше. За короткое время такие участки появились во многих районах полуострова. Более того, край ледника Беллинсгаузена достиг современного положения около 9330 лет назад, когда в точке 39-46 стали накапливаться озерные осадки (см. рис. 6.25, 6.26).

Инициация и ход дегляциации полуострова Файлдс зависели от изменений климата и уровня моря. На рис. 6.27 представлены данные о времени существования здесь озер, а также накопления мхов на суше, органических отложений в колониях пингвинов, морских отложений. Из рисунка видно, что с начала голоцена до 8000 лет назад появилось много озер, расположенных в широком интервале высоты в разных частях полуострова. Почти все они возникли благодаря активному таянию снега и льда. Лишь в осадках озера Длинного возрастом около 8000 лет был обнаружен морской диатомовый комплекс (Watcham et al., 2011), отражающий влияние поднимающих уровень морских вод на образование водоема. По мнению авторов, развитие дегляциации в этот период было связано, прежде всего, с заметным потеплением.

В соответствии с существующими реконструкциями (Веркулич и др., 2012б; Полещук и др., 2016; Watcham et al., 2011) на следующий этап дегляциации (8000—5300 лет назад) большое влияние оказало трансгрессивное повышение уровня моря до современных высотных отметок 18—20 м над уровнем моря (см. рис. 6.27 б). Подъем морских вод способствовал освобождению от льда значительной площади полуострова (см. рис. 6.25). Наличие морских осадков с раковинами возрастом 5400 лет в «отторженцах» (разрез 95—98, см. рис. 6.25, 6.26) свидетельствует об уменьшении площади ледника Беллинсгаузена по сравнению с его современными размерами. Появление новых озер в период 8000—5300 лет назад отражает продолжение дегляциации полуострова в сравнительно теплых условиях, хотя образование, например, озер Ардли и Глубокого было больше связано с подъемом уровня моря (см. рис. 6.27).

В период 5300—4000 лет назад, по-видимому, имело место относительное похолодание. Хотя в ранее возникших озерах продолжалось осадконакопление, образования новых водоемов в это время не выявлено. Осадки этого возраста в озере Гаошан не содержат диатомей (Watcham et al., 2011), что свидетельствует о довольно суровом ледовом режиме озера.

В период примерно 4000—2000 лет назад климатические условия на полуострове были теплыми, что способствовало появлению новых озер и мест накопления мхов, несмотря на понижение уровня моря (см. рис. 6.27). При этом разрезы озерных отложений этого возраста со мхами и пресноводными диатомовыми комплексами (30—34, 99—104, 17—29, см. рис. 6.25 и 6.26) обнаружены и в «отторженцах» на моренах ледника Беллинсгаузена, что означает сильное сокращение или даже исчезновение ледника в период 4000—2000 лет назад.

Следующий короткий период (примерно 2000—1400 лет назад) характеризуется относительным похолоданием. Ни авторами настоящей работы, ни другими

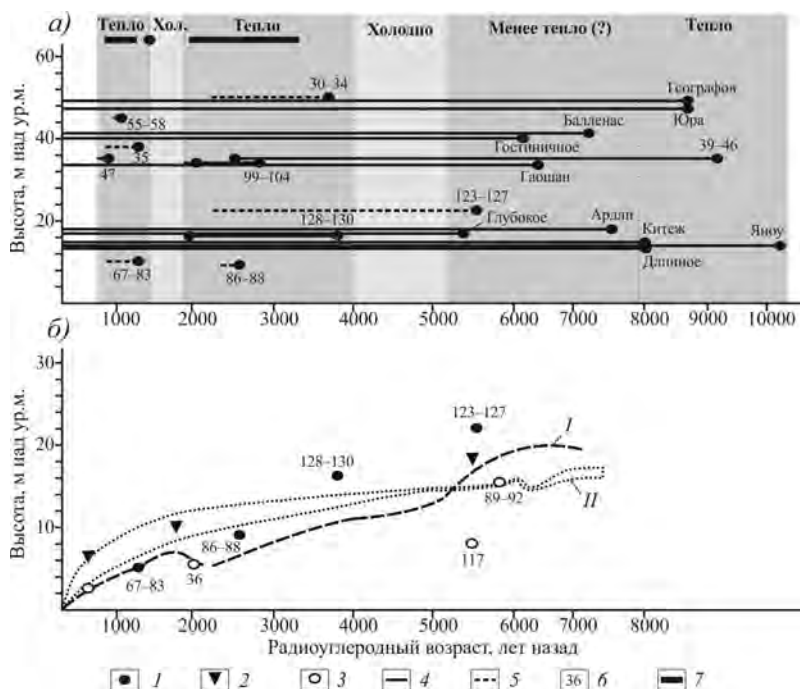


Рис. 6.27. Изменение климатических условий (а) и относительного уровня моря (б) на полуострове Файлдс в голоцене.

1 — отложения озер и мхов на суше; 2 — отложения в колониях пингвинов; 3 — морские отложения с раковинами и морскими водорослями; 4 — существование водоемов и мест накопления мхов на суше; 5 — существование водоемов и мест накопления мхов на суше с предположительным временем окончания осадконакопления; 6 — номера точек (местоположение озер и точек, строение разрезов отложений в точках см. рис. 6.25 и 6.26); 7 — интервалы значений датировок радиоуглеродного возраста ископаемых мхов вблизи края и на краю ледника Беллинсгаузена в соответствии с работой Hall (2007); I — реконструкция изменений относительного уровня моря в соответствии с работами Веркулич и др. (2012б), Полещук и др. (2016); II — изменения относительного уровня моря в соответствии с работой Watcham et al. (2011).

исследователями не были найдены отложения, которые начали бы накапливаться в это время. Кроме того, в этот период прекратили свое существование некоторые палеоводоемы (разрезы 39—46, 99—104) и закончилось формирование толщи мхов разреза 128—130 (см. рис. 6.25 — 6.27). Подобное похолодание могло способствовать разрастанию ледника Беллинсгаузена, в ходе которого он захватил и переместил к своему современному краю изученные в «отторженцах» озерные и морские отложения голоцена.

Результаты наших и предшествующих исследований регистрируют появление на полуострове новых водоемов и развитие органической жизни в период примерно 1400—600 лет назад (см. рис. 6.27). В точках 35 и 47 (см. рис. 6.25, 6.26) отложения этого возраста залегают над элювием коренных пород на значительной высоте и на удалении от ледника Беллинсгаузена. В точках 55—58 и 38 содержащие органику отложения залегают в «отторженцах» краевого моренного комплекса ледника Беллинсгаузена. Все это указывает на наличие теплых и влажных климатических условий и на некоторое сокращение границ ледника.

В течение последних 600 лет на полуострове имело место по меньшей мере одно похолодание, в ходе которого немного продвигался край ледника Беллинсгаузена. Свидетельством выдвигения ледника служат включенные в морену у его края мхи возрастом примерно до 600 лет (Hall, 2007). В расположенной на краю ледника точке 55-58 отложения со мхами возрастом около 1100 лет перекрыты тяжелым суглинком с обломочным материалом разной размерности — типичным моренным материалом (см. рис. 6.26). Время последнего разрастания ледника Беллинсгаузена пока не установлено. Можно лишь предположить, что эти события относятся к Малому ледниковому периоду.

Дополнительные сведения об изменениях климатических условий в районе Южных Шетландских островов были получены зарубежными специалистами при исследовании донных осадков из двух озер на полуострове Байерс, остров Ливингстон (см. рис. 6.24), и из морских заливов. Литологический и палеофлористический анализ и радиоуглеродное датирование осадков из озера Мидж показали, что оно существовало как пресноводное как минимум с 4000 лет назад (Björck S., Håkansson H., Zale R. et al., 1991). Наиболее теплые условия осадконакопления отнесены исследователями к периоду 3200—2700 лет назад; тогда же возросла относительная влажность в районе, о чем свидетельствует увеличение содержания спор и пыльцы в осадках вследствие более интенсивного переноса влажных морских масс с севера. Начиная с 2700 лет назад климатические условия стали постепенно приближаться к современным. В осадках этого периода регистрируются короткий интервал смены относительного потепления на период похолодания (около 2000 лет назад), а также наличие более выраженной континентальности (холоднее и суше) условий в период 1500—500 лет назад.

В озере Аса илистые осадки стали накапливаться вскоре после дегляциации бассейна, начиная с 5000 лет назад (Björck et al., 1993). Параметры осадков возрастом от 5000 до 4700—4600 лет свидетельствуют об активном питании озера водами с окружающих территорий, что предполагает наличие сравнительно теплых и влажных климатических условий. В период 4600—4000 лет назад в озере продолжалось развитие диатомового комплекса и увеличивалось содержание нитратов, хотя его уровень понизился, — возможный результат установления более холодных и сухих условий, чем раньше. Условия в период 4000—2500 лет назад были благоприятными (наиболее теплые и влажные условия 3300—2800 лет назад), что отражено в осадках повышенным содержанием органического углерода, спор и пыльцы, а также видовым разнообразием диатомей. В период 2500—1000 лет назад (за исключением столетнего отрезка около 1400 лет назад) уменьшилась интенсивность стока вод в озеро, вероятно, из-за понижения температуры и влажности воздуха. В последнем тысячелетии температура и влажность воздуха постепенно возростали.

У берегов острова Кинг Джордж изучались донные осадки заливов Максвелл и Адмиралти. Датирование их возраста, гранулометрический анализ, определение содержания органического углерода и анализ изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) бентосных фораминифер показали, что около 2500 лет назад заметно усилился сток талых вод в заливы с близлежащих ледников, что было интерпретировано как следствие заметного потепления (Khim et al., 2001).

Остров Элефант расположен севернее Южных Шетландских островов (см. рис. 6.24) и подвержен более значительному влиянию окружающих океанических масс, обуславливающих его современный, сравнительно мягкий морской субантар-

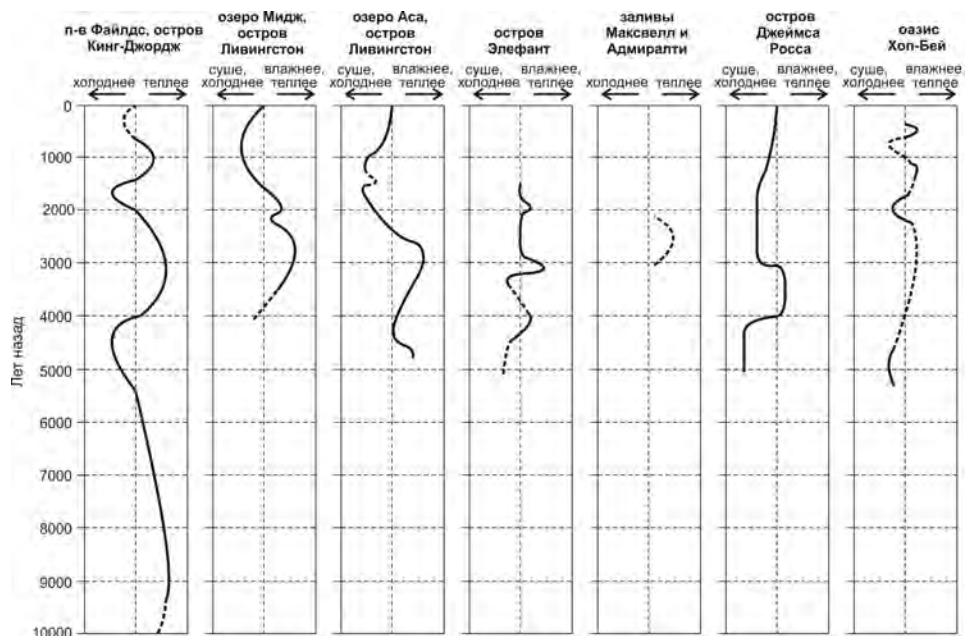


Рис. 6.28. Реконструкции изменения климатических условий, выполненные на основе новых данных и анализа предшествующих публикаций (см. ссылки в тексте в п. 6.2.1).

ктический климат. Палеоклиматическая информация здесь была получена в результате изучения стратиграфии, содержания органического и минерального материала, углерода и азота в разрезе торфов, залегающих на высоте более 200 м над уровнем моря. Исходя из хронологии формирования разреза, построенной на основании радиоуглеродного датирования отложений, и теоретически рассчитанных значений биологической продуктивности можно заключить, что относительно теплые и влажные условия на острове наблюдались в периоды 4150—3900, 3180—3030 и 2030—1840 лет назад (Björck S., Malmer N., Hjort C. et al., 1991).

Результаты приведенного выше анализа и интерпретации новых и ранее опубликованных данных представлены в виде палеоклиматических кривых на рис. 6.28. Общие по знаку и сравнительно синхронные флуктуации, по-видимому, отражают наиболее значительные изменения климата в районе, в частности потепление в период 4200—2400 лет назад. Большинство кривых свидетельствуют также о похолодании в период, середина которого пришлась примерно на 2000 лет назад. Для последних 1400—1200 лет выявлены разнообразные по знаку и продолжительности климатические флуктуации — вероятно, их характер во многом определялся особенностями локальной природной обстановки.

6.2.2. Оконечность Антарктического полуострова и острова Джеймса Росса и Вега

Базовые данные о послеледниковом развитии северо-восточных окраин Антарктического полуострова были собраны на островах Вега и Джеймса Росса (см. рис. 6.24). На острове Вега вблизи края ледника на высоте около 50 м над уровнем моря были найдены осадки с органическим материалом (возможно, следы суще-



Рис. 6.29. Схема островов Вега и Джеймса Росса с точками сбора палеогеографических данных в соответствии с работами Björck et al. (1996); Ingólfsson et al. (1992); Rabassa (1982, 1987); Zale, Karlen (1989).

1 — органические осадки в озерах, 2 — ископаемые раковины в отложениях; цифрами указан максимальный возраст ископаемого органического материала.

ствования древнего озера) в промоине между моренными грядами (рис. 6.29). Их возраст составил 10 235 лет, что предполагает начало дегляциации территории на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена (Zale, Karlen, 1989). Это подтверждают результаты исследований разрезов морских, ледниково-морских и озерных отложений мощностью до 15 м, расположенных на берегах мысов Нейз, Лачман и Санта-Марта острова Джеймса Росса. Литолого-стратиграфические особенности отложений и датирование органики показали, что дегляциация началась до голоцена — линзы водных мхов имеют возраст около 9500 лет (Ingólfsson et al., 1992). Освобождение побережья от оледенения продолжалось примерно до 7300 лет назад, что подтверждается присутствием в разрезах морских раковин соответствующего возраста.

Представления об изменениях климатических условий в районе базируются на палеолимнологических исследованиях и охватывают только вторую половину голоцена. В соответствии с результатами изучения донных осадков озер Болдер, Террапин и Кейхол ледники у озер стали сокращаться ранее 5000 лет назад из-за холодных и сухих условий (Björck et al., 1996). Примерно с 4200 лет назад условия стали более теплыми и влажными (см. рис. 6.28), причем увеличение влажности могло способствовать новому разрастанию местного оледенения (примерно до 3000 лет назад). В период 3000—1200 лет назад климат в рассматриваемом районе снова стал более сухим, и площадь местных ледников сильно сократилась. Наконец, с 1200 лет назад температура и относительная влажность воздуха стали повышаться, что привело к повторному (но менее значительному) разрастанию местных ледников.

Озеро Хидден (см. рис. 6.29) находится между современным краем ледника и моренной грядой. Литология озерных осадков указывает на похолодание и, возможно, небольшое разрастание ледникового купола в последнем тысячелетии (Zale, Karlen, 1989). Вероятно, данное событие совпадает с предполагаемым продвижением ледников несколько сотен лет назад, которое оставило на побережье (на высоте 2,5 м) ледниково-морские осадки с переотложенными раковинами возрастом 600—400 лет (Rabassa, 1982, 1987).

На северной оконечности Антарктического полуострова, в оазисе Хоп-Бей (см. рис. 6.24), были исследованы осадки озера Бокелла, занимающего понижение между моренными грядами у края ледника на высоте около 45 м над уровнем моря (Tatur et al., 1989; Zale, 1994b). Хронология осадконакопления в озере построена на основании радиоуглеродных датировок и корреляционных построений по слоям вулканических туфов, а палеоэкологические интерпретации основывались на геохимических характеристиках осадков, сильно зависящих от смыва в озеро органики из колоний пингвинов.

В осадках, накапливавшихся по меньшей мере с 6300 лет назад, есть следы постоянного присутствия пингвинов возле озера в период 5500—3500 лет назад, однако их влияние на состав вод невелико. В период 3500—850 лет назад это влияние возрастает, что указывает на рост численности птиц или площади колоний. Явное увеличение популяции пингвинов имело место 1250—850 лет назад, до начала XX века (Zale, 1994 a).

Литология осадков показала, что около 5000 лет назад в районе установился относительно холодный климат, который, за исключением двух кратковременных похолоданий примерно около 2000 лет назад и 800—500 лет назад (см. рис. 6.28), становился теплее, с максимальным потеплением в период 1200—500 лет назад (Zale, Karlen, 1989).

6.3. ПАЛЕОКЛИМАТ В КРАЕВОЙ ЗОНЕ АНТАРКТИДЫ

Послеледниковые изменения климата, ход дегляциации и колебания уровня моря в краевой зоне Антарктиды — это тесно взаимосвязанные природные события и процессы, поэтому их наиболее корректное понимание возможно на основе сопряженного анализа палеогеографических данных. Маркерами начала дегляциации служат древнейшие значения возраста органики в осадках водоемов и в отложениях из птичьих гнезд, а также времени выхода из-под льда скальных поверхностей и формирования водно-ледниковых отложений (рис. 6.30). Они характеризуют места, свободные от ледниковых тел уже на протяжении сотен лет, поэтому мы ввели дополнительный маркер — предполагаемое минимальное время начала дегляциации, которое, судя по имеющимся данным, составляет до 16 000 лет назад (в районе Сухих Долин). Во многих районах Восточной Антарктиды первые территории освободились от льда 12 000—14 000 лет назад, а на островах вблизи Антарктического полуострова (Западная Антарктида), в районах Берега Соя и оазиса Ширмахера (Восточная Антарктида) дегляциация началась позднее (11 000—7500 лет назад).

Самые ранние свидетельства дегляциации в краевой зоне (16000—14000 лет назад) попадают во временные рамки повышения температуры воздуха, зарегистрированного в ледяных ядрах из внутренних районов Антарктиды. Этот период повышения температуры был прерван похолоданием в период 14 000—12 500 лет назад (хотя температура воздуха тогда была выше, чем во время Последнего ледникового максимума), а затем продолжился, что привело к формированию климатического оптимума в период от 11500 до 8000—9000 лет назад (Ciais et al., 1992; Jouzel et al., 2001; Masson et al., 2000). Подобная палеоклиматическая картина в целом соответствует глобальному тренду, флуктуации которого в разных полушариях и областях планеты, однако, имели свои особенности и порой были асинхронны.

В результате глобального потепления и таяния ледников происходили пополнение вод и повышение уровня Мирового океана. В краевой зоне повышение уровня

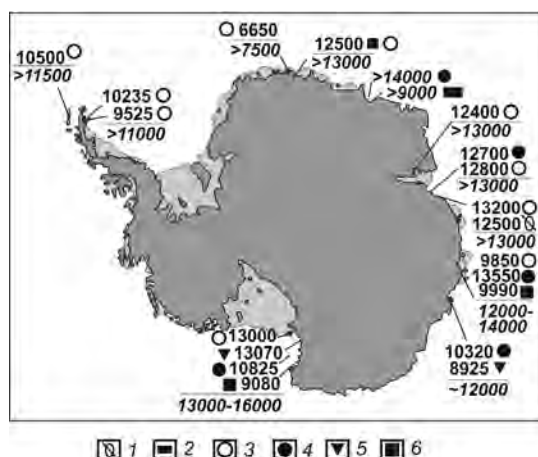


Рис. 6.30. Древнейшие послеледниковые датировки и предполагаемое минимальное время начала дегляциации (построено в соответствии с данными из п. 6.1 и 6.2; названия районов см. рис. 6.1).

1 — время обнажения поверхности из-под льда и формирования водно-ледниковых осадков, 2 — органика в морских отложениях на суше, 3 — органика в донных осадках озер, 4 — органика в донных осадках морских заливов, 5 — органические отложения в гнездах пингвинов, 6 — органические отложения в гнездах снежных буревестников; цифры над чертой — скорректированные значения возраста, цифры под чертой — предполагаемое минимальное время начала дегляциации.

моря приводило к смещению линии налегания ледников на океаническое дно, де-стабилизируя схему движения и баланса масс льда, в результате чего происходи-ли всплывание, быстрая дезинтеграция и деградация ледниковых полей и языков. В целом, несмотря на свою малочисленность, самые ранние палеогеографические свидетельства дают основание полагать, что инициация освобождения от оледенения ПЛМ территории шельфа и окраин суши материка выражалась не в виде фронталь-ного отступления ледникового края, а путем практически одновременного разрушения ледниковых тел на шельфе и таяния льда на прибрежных участках суши.

В отличие от скудных древнейших послеледниковых данных палеогеографи-ческий материал по развитию природной среды краевой зоны Антарктиды в период 10 000—11 000 лет назад относительно обширен. Его анализ и синтез (см. п. 6.1 и 6.2), позволили, в частности, построить для многих районов палеоклиматические кривые (рис. 6.31). Сравнение этих кривых показывает, что хронология и амплитуды потепле-ний и похолоданий часто различаются в разных районах. Методическими причинами этого могут являться: проблемы радиоуглеродного датирования; различия в деталь-ности аналитических исследований и, соответственно, во временном разрешении реконструкций; разная степень корректности палеоклиматических интерпретаций при изучении отложений суши, донных осадков водоемов, органических отложений в гнездах птиц. Поэтому реконструированные кривые были подразделены авторами в соответствии с их предполагаемой достоверностью.

Естественная составляющая палеоклиматических флуктуаций зависит от гло-бальных, региональных и локальных факторов. Их влияние в краевой зоне Антар-ктиды можно оценить при сравнении флуктуаций между собой и с результатами исследований кернов льда. Большинство записей в кернах (особенно из Восточной

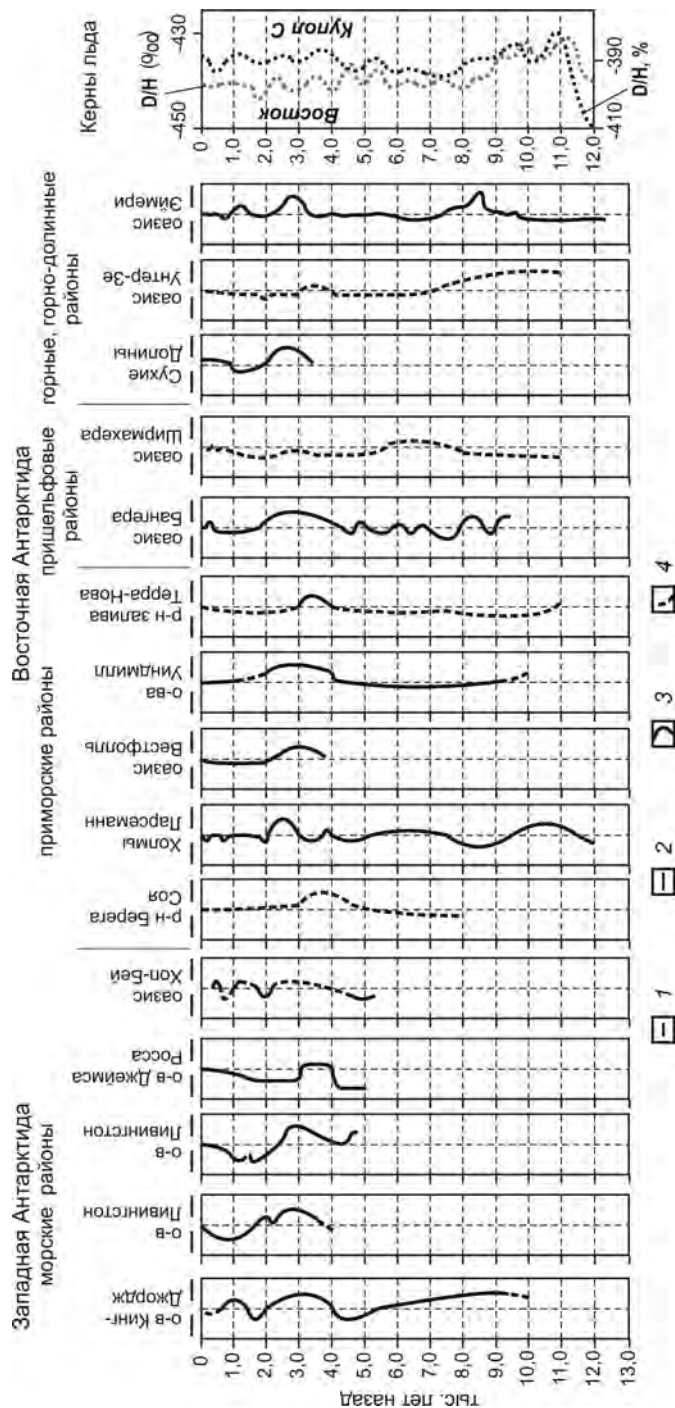


Рис. 6.31. Относительные изменения климата в краевой зоне Антарктиды (по данным из разделов 6.1 и 6.2) и результаты изотопных исследований кернов льда в соответствии с работой Masson et al. (2000). Местоположение районов см. рис. 6.1.
 1 — холоднее (суше?), 2 — теплее (влажнее?), 3 — достаточно достоверные реконструкции, 4 — приближительные реконструкции.

Антарктиды) указывают на двухфазное существенное потепление до 2,5 °C (Ciais et al., 1992; Masson et al., 2000) примерно от 11 500 до 9000—8000 лет назад. Этот факт подтверждается палеолимнологическими исследованиями в большинстве районов краевой зоны, где получены наиболее достоверные данные (см. рис. 6.31).

Синхронность сигналов о потеплении из внутренних и окраинных областей материка, вероятно, указывает на связь этого события с глобальными процессами. Данный оптимум в Антарктиде совпадает с оптимумом летней инсоляции в Северном полушарии (около 11 000 лет назад), и, возможно, исчезновение к этому времени части ледниковых щитов в Северном полушарии привело к уменьшению интенсивности североатлантической термохалинной циркуляции и, соответственно, к более теплым условиям в океане в высоких широтах Южного полушария (Masson et al., 2000). Другой причиной могла быть смена схемы атмосферной циркуляции, в частности изменение направления и силы западных ветров для краевой зоны Антарктиды. Сравнение результатов исследования химического состава ледяных кернов из Антарктиды (купол Тейлора) и Гренландии показывает, что смена схем атмосферной циркуляции над морскими районами Южной и Северной полярной области в период 14 600—10 000 лет назад близко по времени (Mayewski et al., 1996) — это также свидетельствует о связи потепления в краевой зоне Антарктиды на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена с глобальными процессами.

Период 8000—4000 лет назад отличается в целом сглаженностью флуктуаций климата в краевых и внутренних частях континента, а также близостью палеоклиматических условий к современным (или чуть холоднее) в раннем голоцене (см. рис. 6.31). Судя по записям в ледяных кернах, с 6000 лет назад в центральных областях Восточной Антарктиды постепенно становится теплее. В данных с окраин континента этот тренд не отражен; здесь обнаружены лишь сигналы о более раннем незначительном потеплении примерно в период 7000 и 5000 лет назад в районе Холмов Ларсеманн и в оазисе Ширмахера. По мнению авторов, пространственные и временные различия в климатических изменениях этого периода свидетельствуют, прежде всего, о возрастающей роли в краевой зоне региональных и локальных условий.

Для периода примерно 4000—2000 лет назад обнаруживается максимум свидетельств потепления в краевой зоне Антарктиды, хотя число и временные границы пиков потепления в районах различаются. Кроме того, есть данные о снижении в это время ледовитости и возрастании биологической продуктивности во фьорде Лаллеманд к западу от Антарктического полуострова (Domack, McClennen, 1996), а также о повышении температуры вод Южного океана в период 4000—3000 лет назад (Labracherie et al., 1989). Результаты изучения ледяных кернов также показывают пики потепления в этот период, но их выраженность и величина существенно изменяются в зависимости от района. На станции Восток амплитуда потеплений не выходит за границы температурного диапазона, существующего здесь с раннего голоцена. На Куполе С, расположенном ближе к краю ледникового покрова, эти пики приближаются по величине к температурным характеристикам оптимума начала голоцена. Значительными были потепления в районах Доминион Рэнч, Плато Ремот, Купола Б и станции Бэрд, смещенным к окраинам континента, однако в двух точках на самых окраинах (купола Лоу и Тейлор) ледяные керны не содержат свидетельств существенного потепления (Masson et al., 2000).

Усиление потепления в период 4000—2000 лет назад от внутренних районов Антарктиды к ее окраинам, а также несовпадение этого потепления с общим голоценовым температурным трендом (климатический оптимум в период 6000—5000 лет назад (Folland et al., 1990)) служат доказательством того, что параметры данного события обусловили не столько глобальные, сколько региональные и локальные причины. Один из возможных факторов регионального масштаба — это изменение летней инсоляции, которая была максимальной в Антарктиде (в отличие от Северного полушария) на переходе от среднего к раннему голоцену (Hjort et al., 1998). Однако этот фактор не может полностью объяснить тенденцию к усилению потепления от центра материка к краю.

В качестве других причин можно предположить осцилляции влияния области высокого давления над антарктическим ледниковым щитом или временные вариации распределения волн Россби вокруг Антарктиды (Björck et al., 1993, 1996; Hodgson et al., 2004). Они были способны вызывать изменения в атмосферной циркуляции, в частности сдвиг пояса западных ветров к югу, который вел к увеличению присутствия здесь влажных воздушных масс, что объясняет наличие теплых условий в это время в Южной Америке и Австралии (Clapperton, Sugden, 1988; Harle et al., 1999). Именно с этим фактором связывается приход относительно теплых и влажных воздушных масс к западу от Антарктического полуострова (Bentley et al., 2009; Björck et al., 1993, 1996). Однако он не вполне объясняет потепление в краевой зоне Восточной Антарктиды, где увеличение роли западных ветров могло вести к преобладанию испарения над увлажнением (Hodgson et al., 2004). Региональным фактором могли также быть разрушение шельфовых ледников или увеличение вулканической активности (Masson et al., 2000; Verleyen et al., 2004). Например, значительное сокращение шельфовых ледников в районе Антарктического полуострова (Pudsey, Evans, 2001) способно вызвать перемены в балансе тепла и влаги в прибрежных областях за счет увеличения площади открытых морских акваторий и изменения характера циркуляции океанических вод (Hodgson et al., 2004).

По мнению авторов, данные за период 4000—2000 лет назад отражают возрастающее влияние освобождающихся от оледенения морских акваторий на климат районов краевой зоны Антарктиды. Небольшое потепление, вызванное одной из вышеперечисленных причин и не оказывающее особого влияния на температуру воздуха во внутренних, высоко расположенных ледниковых районах, могло привести к сокращению продолжительности и площади распространения морского ледяного покрова, увеличению длительности гидрологического цикла, уменьшению стратификации вод, усилению теплообмена и теплоотдачи в атмосферу, а значит, к усилению потепления на окраинах континента. Это подтверждают полувековые инструментальные наблюдения в полярных районах, в соответствии с которыми степень текущего потепления здесь существенно зависит от уменьшения ледовитости морей, а сезонные вариации амплитуды потепления в глубине континентов явно слабее, чем на прилегающих океанических пространствах (Walsh, 2009).

Различия в продолжительности и выраженности «теплых» интервалов периода 4000—2000 лет назад в районах краевой зоны Антарктиды отражают также влияние локальных факторов: географической широты районов, удаленности от моря, размера и высоты свободных от оледенения участков суши, особенностей ледникового окружения районов. Даже несмотря на вероятные неточности в хронологии при

построении кривых, в картине распределения пиков потепления (см. рис. 6.31) проявляется несколько закономерностей, связанных, скорее всего, с этими факторами.

Наиболее длительны и очевидны потепления на островах Кинг-Джордж и Ливингстон, в районах островов Уиндмилл и Холмов Ларсеманн, в оазисах Вестфолль и Бангера. Эти территории находятся севернее параллели 70° ю.ш., расположены сравнительно невысоко и все за исключением оазиса Бангера непосредственно контактируют с океаном. Оазис Бангера отделен от океана пространством шельфового ледника шириной почти 100 км, но имеет огромную площадь (около 950 км²), больше половины которой занимают глубокие, вскрывающиеся летом от льда морские пространства, — все это наверняка добавляет положительную составляющую в тепловой баланс района. Наименее отчетливы сигналы о потеплении в оазисах Унтер-Зе и Ширмахера, хотя они расположены вблизи параллели 70° ю.ш. Первый из них — горный оазис, удаленность которого от океанических масс и высота расположения, безусловно, нивелируют отепляющее влияние моря. Незначительность потепления в оазисе Ширмахера, вероятно, связана с его небольшим размером и довольно значительной средней высотой расположения территории, которая к тому же окружена со всех сторон ледниками и отстоит от открытых морских пространств более чем на 80 км.

На характер потепления в других районах, по-видимому, влияли такие факторы, как их географическая широта (высокая для берега залива Терра-Нова и Сухих Долин), размер территории суши (самые маленькие в районе Берега Соя и залива Терра-Нова), относительно большие высотные отметки территорий и значительное расстояние до открытых морских пространств (для Сухих Долин и оазиса Эймери), а также особенности ледникового окружения.

Данные о климатических флуктуациях за последние 2000 лет в краевой зоне Антарктиды разноречивы; несовпадения обнаруживаются даже при сравнении результатов исследований двух озер острова Ливингстон (см. рис. 6.31). Это объясняется, прежде всего, рядом методических причин. Например, при изучении донных осадков причины могут заключаться в следующем: 1) сложность корректного отбора верхних, часто неуплотненных частей разрезов; 2) недостаточная детальность отбора образцов, снижающая временное разрешение интерпретаций; 3) малая точность хронологии осадконакопления из-за близости получаемых значений радиоуглеродного возраста к значениям отклонений и ошибок датирования.

К общему палеоклиматическому событию, отраженному в данных разного типа для большинства районов краевой зоны, можно отнести лишь относительное похолодание примерно в период 2000—1500 лет назад. Сигналы об относительном похолодании в этот период есть и в ледяных кернах (см. рис. 6.31), что свидетельствует о его региональном характере. Результаты изучения кернов показали также наличие относительно «теплого» интервала времени около 1000 лет назад, «холодного» интервала в Малом ледниковом периоде, что трудно обнаружить на большинстве кривых изменения климата в краевой зоне Антарктиды. Исключением являются кривые, построенные на основе комплексных палеогеографических исследований на острове Кинг Джордж, а также при изучении озерных осадков в оазисе Эймери: на них такие интервалы присутствуют, хотя и с небольшими временными смещениями. Возможно, эти два случая отличаются высоким качеством и детальностью исследований и, соответственно, интерпретаций (методический фактор).

Обнаружение отчетливых сигналов о похолодании и увеличении сухости климата 150—200 лет назад в оазисе Вестфолль стало возможным также благодаря детальным исследованиям диатомовой флоры осадков озера Ас (Roberts et al., 2001). В целом можно предположить, что климат в последнее тысячелетие за исключением Малого ледникового периода в краевой зоне Антарктиды напоминал современный, а хронология и амплитуды климатических флуктуаций в районах сильно зависели от перечисленных выше локальных факторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

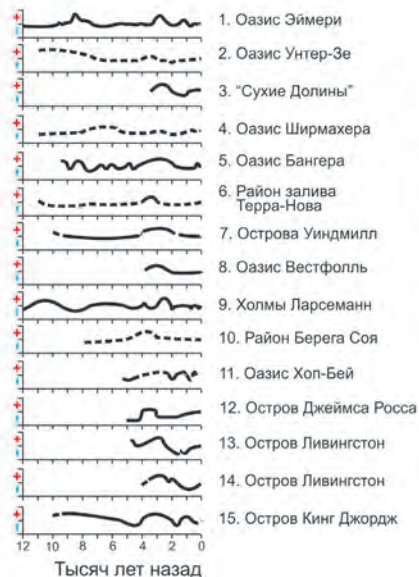
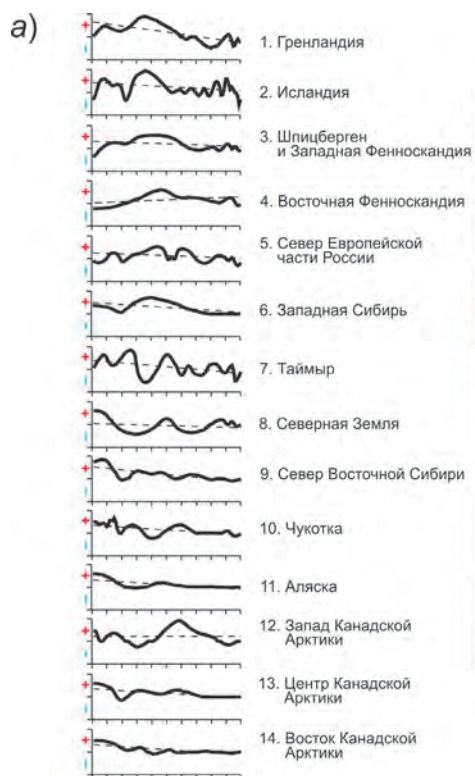
В настоящей работе представлены как результаты собственных исследований авторов, так и результаты, содержащиеся в других публикациях. На основе их анализа и обобщения выявлены ход и амплитуда изменений климата в полярных областях Земли в течение последних 10—12 тысяч лет (см. рис.). Прделанная работа позволила прийти к палеоклиматическим и методическим выводам, наиболее важные из которых приводятся ниже.

Палеоклиматические кривые, приведенные на рисунке, построены в шкале амплитуд «теплее — холоднее» относительно современных условий. Настоящее исследование, включающее большинство существующих объектов и методик изучения рельефа и четвертичных отложений полярных районов, показало, что получить более точные параметрические характеристики для сравнения палеоклиматических сигналов из Арктики и краевой зоны Антарктики в настоящее время невозможно. Это связано, прежде всего, с отсутствием повсеместно применяемого метода, который позволял бы определять количественные показатели климатических условий в прошлом. Так, палинологический анализ широко используется в районах Северного полушария, но практически бесполезен для Антарктиды: в послеледниковых отложениях шестого континента споры и пыльца почти всегда отсутствуют. Более того, интерпретация результатов этого анализа в Северном полушарии часто затруднена из-за проблемы переноса пыльцы воздушными массами на дальние расстояния. Изучение для решения данной проблемы поверхностных отложений с пылью и спорами современных растений в районах работ далеко не всегда помогает из-за сложных, меняющихся условий осадконакопления в прошлом и вряд ли допускает бесспорную корректность реконструкций колебаний температуры и влажности воздуха в прошедшие тысячелетия с точностью до градусов Цельсия и процентов соответственно.

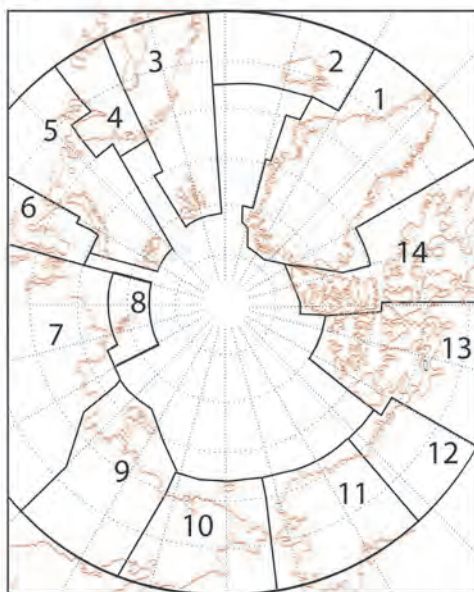
Применение другого общепринятого для палеогеографических реконструкций метода — изучения ископаемых диатомовых водорослей — характеризуется более широкой географией. Эти организмы встречаются в озерных и морских отложениях обеих полярных областей, однако они являются, прежде всего, индикаторами степени солёности и ледового режима прежних и современных водоемов и лишь косвенно могут отражать климатические условия осадконакопления.

Применение множества других методов исследования строения, состава, геохимических и изотопных характеристик отложений, содержания в отложениях специфических организмов позволяет, как правило, подтвердить или дополнить базовую информацию, полученную на основе упомянутых микропалеонтологических анализов.

Другая причина, по которой на рисунке приведены лишь относительные оценки изменений климата, заключается в неоднородности объектов исследований и заклю-



б)



в)

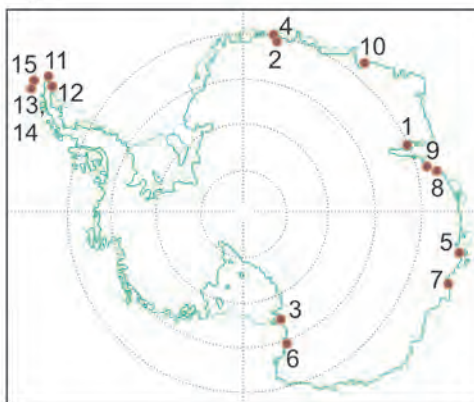


Рисунок. Относительные изменения климата в полярных областях Земли в голоцене.

а — реконструированные кривые относительных изменений климата в полярных районах («-») — холоднее, «+» — теплее; б — секторное деление Арктики в целях палеоклиматических построений; в — местоположение районов палеоклиматических исследований в краевой зоне Антарктиды.

ченной в них палеоклиматической информации. Донные осадки, наиболее широко используемые в качестве палеоклиматических архивов, накапливаются в разных водоемах с различной скоростью, содержат неодинаковое количество органического материала для датирования, отражают комплекс взаимосвязанных факторов осадконакопления — все это приводит к различиям в хронологической привязке, во временном разрешении и в качестве палеоклиматических реконструкций. На некоторых полярных территориях, например в краевой зоне Антарктиды, вообще нет пригодных для изучения озерных осадков, и исследователям приходится использовать всю совокупность данных — от геоморфологического строения свободных от оледенения территорий до радиоуглеродного датирования специфических органических отложений в гнездах птиц. Безусловно, такие данные позволяют получить лишь качественную картину изменения климата прошлого.

Хронология палеоклиматических событий, представленная на рисунке, основана на результатах радиоуглеродного датирования отложений — метода, который повсеместно и массово применяется при изучении голоценовых изменений природной среды. Ошибки датирования, связанные с типом отложений и условиями их накопления, устраняются путем проведения дополнительных исследований и введения необходимых поправок в значения датировок (см. главы 2 и 6), а развитие технологий и аналитической аппаратуры до сих пор обеспечивает повышение точности метода.

Подобная временная шкала видится более достоверной, чем, например, хронология изотопных исследований кернов льда, — в большинстве случаев она основана на физическом моделировании с наличием неучтенных параметров, а также на взаимной привязке данных изучения кернов льда и осадков Мирового океана по кривым палеоклиматических параметров, а не по измеренным возрастным характеристикам отложений. Подчеркнем, что в настоящем исследовании значения радиоуглеродного возраста (с внесением вышеупомянутых необходимых поправок) не переведены в календарные даты, что предоставляет заинтересованным специалистам возможность самостоятельно выбирать для такого перевода одну из многочисленных, постоянно обновляемых калибровочных шкал.

Сравнение реконструированных этапов относительных изменений климата (см. рисунок), позволяет обнаружить несколько важных черт этих изменений, связанных как с глобальными событиями голоцена, так и с другими факторами, влияющими на климат полярных районов Земли. Наше исследование показывает, что колебания климата голоцена не являются синхронными не только при сопоставлении Арктики и краевой зоны Антарктики, но даже в границах каждой из полярных областей. В Арктике, которая характеризуется большей палеоклиматической изученностью, эта асинхронность выражена более ярко. Пребореал и бореал сибирской палеоклиматической провинции Арктики были наиболее теплым временем голоцена. Это объясняется прорывом теплых атлантических вод в Северный Ледовитый океан, свидетельства чему находятся на арктических островах и побережье вплоть до Чукотки. Начало голоцена также отмечалось потеплением на Аляске, на востоке и в центре канадской Арктики. Запад канадской Арктики, Гренландия и вся атлантическая палеоклиматическая провинция испытали климатический оптимум в середине голоцена (атлантический климатический оптимум).

В Антарктиде наиболее представительные разрезы озерных и морских отложений в оазисах Эймери и Бангера указывают на явное потепление климата в начале

голоцена. Практически во всех изученных антарктических районах на неполных для голоцена кривых проявляется потепление в период 4—2 тыс. лет назад, тогда как в атлантическое время было относительно холодно — это одно из наиболее отчетливых несовпадений голоценовых палеоклиматических событий в Арктике и на окраинах Антарктиды. По мнению авторов, оно подтверждает важную роль региональных факторов (схемы атмосферной циркуляции, влияние моря и др.) в формировании локальных климатов на фоне глобальных климатических изменений.

Важным представляется результат сравнительного анализа палеоклиматических трендов для Арктики. Кроме сектора 4 (Восточная Фенноскандия), наименее изученного в палеоклиматическом отношении, во всех других 13 секторах Арктики обнаруживается явная тенденция к похолоданию климата в масштабе голоцена. Из рис. 7 отчетливо видно, что выявленные эпизоды потепления начала и середины голоцена постепенно сходят на нет к нашим дням. В Антарктиде таких хорошо заметных, общих для голоцена трендов не наблюдается, что может объясняться как естественными причинами, так и сложностями выделения климатического сигнала при изучении антарктических территорий.

Анализ климатических событий последних столетий (см. главу 4), хронология которых построена на подсчете числа и изучении толщины ежегодных слоев осадков, откладывающихся в полярных озерах, также выявляет наличие разнонаправленных и несовпадающих по времени колебаний климата (см. рис. 4.14). Полученные результаты показывают, что Малый ледниковый период (самое холодное событие последнего тысячелетия) в разных районах Арктики начался в разное время (самое раннее около 1470 г., самое позднее около 1760 г.) и продолжался до первой половины XX века, а в некоторых районах, например на плато Путорана, — до второй половины прошлого века.

В большинстве исследованных районов Малый ледниковый период осложнен фазой потепления продолжительностью от 40 до 220 лет. Также все исследованные колонки донных озерных отложений показывают устойчивое потепление в течение последних 140—60 лет. Из рис. 4.14 видно, что таких потеплений на протяжении последнего тысячелетия было несколько, и тогда они не могли быть техногенными. Еще один важный вывод, следующий из приведенных палеоклиматических данных, заключается в том, что за современным потеплением климата в Арктике неизбежно последует похолодание — в масштабе десятилетий и столетий, исходя из палеоклиматических данных, в полярных областях Земли начинается похолодание, которое является естественным.

В Антарктике события Малого ледникового периода устанавливаются только там, где отложения исследованы множеством методов, и то с большим трудом. Это как методологическая, так и естественная проблема. Проявление реакции антарктических ландшафтов на изменения климата, возможно, и проще (таяние снега и льда при потеплении, увеличение площади, покрытой снегом и льдом, при похолодании или при увеличении влажности), но найти палеогеографические свидетельства этих событий здесь очень сложно из-за угнетенного состояния органической жизни на подстилающей поверхности и в озерах.

Предпринятая в главе 5 попытка прогноза климата на основе изучения палеособытий позволяет еще раз убедиться в том, что прогноз климата ближайшего будущего не может быть основан только на имеющихся рядах инструментальных

метеорологических наблюдений. Длина таких рядов для Арктики и Антарктики достигает лишь 60—70 лет, тогда как на Земле существуют естественные циклические изменения климата и других компонентов природной среды с периодами 40—60, 100, 1850, 42 000, около 100 000 лет и более длительные. Совершенно очевидно, что колебания климата, амплитуда которых значительно превышала современные значения, существовали всегда и в пределах различных интервалов времени.

Довольно примитивные модельные прогнозы изменений климата в XXI веке основываются на удвоении, утроении и т.д. концентрации углекислого газа в атмосфере и соответствующем этим выбросам повышению средней температуры приземного слоя атмосферы на несколько градусов Цельсия. Такой подход к прогнозированию представляется весьма примитивным и вряд ли обеспечит достоверность прогнозов по нескольким причинам. Во-первых, совсем не очевидно, что последнее и предпоследнее потепления XX столетия были обусловлены изменением концентрации углекислого газа: изучение ледникового ядра Антарктического ледникового покрова (на станции Восток) показало, что периодически происходившее в прошлом на Земле потепление климата нередко само приводило к увеличению концентрации углекислого газа в атмосфере, а не наоборот. Во-вторых, основным регулятором содержания углекислого газа в гидросфере, атмосфере и литосфере является океан, энергия процессов в котором при взаимодействии с атмосферой на порядки превышает энергию, которая обусловлена техногенной активностью человечества за все время его существования. В-третьих, палеоклиматические построения для периодов, превышающих по длительности ряды инструментальных наблюдений, показывают, что амплитуда температуры воздуха при изменениях климата даже за последние столетия существенно превышала значения, полученные в результате инструментальных наблюдений за последние 100 лет. И эти палеоклиматические события вне техногенной эры не могли быть вызваны деятельностью человечества. В-четвертых, миф о глобальном потеплении на ближайшие столетия не подтверждается даже результатами инструментальных наблюдений.

Изменчивость климата и направленность климатических изменений разнообразны не только в разных регионах Земли, но и внутри этих регионов: в разных провинциях Арктики за последние 70 лет регистрируются как потепление, так и похолодание. Более того, во многих провинциях Арктики наблюдается похолодание и в последнее десятилетие, что свидетельствует о том, что положительный тренд температуры воздуха является временным, а за ним, не исключено, последует отрицательный тренд (зимней, летней, годовой температуры). Таким образом, игнорирование в современных прогнозах естественного хода климатических параметров во времени не приведет к осознанию процессов, происходящих в гидросфере, атмосфере и литосфере и, соответственно, не позволит приблизить прогнозы климата будущего к реальности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко В.Н., Масанова М.Д., Четвериков А.Ф. Идентификация изменений климата. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 110 с.
- Алексеев В.А., Кинд Н. В., Матвеева О.В. и др. Новые данные по абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири // ДАН СССР. 1965. Т. 160, № 5. С. 1147—1150.
- Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского покрова в Арктике // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 381—390.
- Алексеев Г.В., Священников П.Н. Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и Северного полушария. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 159 с.
- Андреев А.А., Климанов В.А. Изменение растительности и климата междуречья рек Унгра и Якокит (Южная Якутия) в голоцене // Ботанический журнал. 1991. Т. 76, № 3. С. 334—351.
- Андреев А.А., Аржанова С.К., Жирков И.И. и др. Озеро Улахан-Чабыда. История озер севера Азии. СПб: Наука, 1995. С. 76—81.
- Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д. и др. Хронология ландшафтно-климатических изменений центральной Якутии в голоцене. Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 116—121.
- Андреев А.А., Климанов В.А. История растительности и климата Центральной Якутии в голоцене и позднеледниковье / В кн.: Формирование рельефа, коррелятных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан, 1989. С. 28—51.
- Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д. и др. Возраст береговых образований по радиоуглеродным и палинологическим данным. История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. С. 26—33.
- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: ЛГУ, 1987. 300 с.
- Архипов С.А., Вотах М.Р., Букреева Г.Ф. Палинология и стратиграфия голоцена приустьевой части долины Оби. Палинотратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: изд-во АН СССР, 1985. С. 85—98.
- Атлас Арктики. М.: ГУГК. 1985. 204 с.
- Атлас Океанов. Т. 6. Антарктика. СПб: ГУНИО, 2005. 280 с.
- Бардеева М.А., Исаева Л.Л., Андреева С.М. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена севера Среднесибирского плоскогорья / В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 191—197.
- Бардин В.И., Коновалов Г.В. Горные районы / В кн.: Атлас Антарктики. Т.2. Л.: Гидрометеиздат, 1969. С. 551—554.
- Белорусова Ж.М., Украинцева В.В. Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена бассейна реки Новой на Таймыре // Ботанический журнал. 1980. Т. 65, № 3. С. 368—379.
- Бендат Д., Пирсол А. Изменения и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1982, 312 с.
- Беспалый В.Г., Горбаренко С. А., Давидович Т.Д., и др. К стратиграфии четвертичных отложений побережья Восточной Чукотки. Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. Владивосток: изд-во ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 3—20.

Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов прогноз и управление. Вып. 1 / Пер. с англ. М.: Мир, 1974. 406 с.

Большаинов Д.Ю. Осадконакопление в современном приледниковом озере (на примере озера Изменчивого, архипелаг Северная Земля) // Вестник ЛГУ. 1985. Сер. 7. Вып. 1. С. 43—50.

Большаинов Д.Ю. Основные черты геоморфологического строения оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Информ. бюллетень САЭ. 1990. № 113. С. 79—90.

Большаинов Д.Ю. Основные проблемы палеогеографии позднего неоплейстоцена и голоцена Российской Арктики, поставленные исследованиями последнего десятилетия и варианты их разрешения // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. Вып. 72. С. 72—97.

Большаинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб: ААНИИ, 2006. 296 с.

Большаинов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля. Оледенение, история развития природной среды. СПб: Гидрометеиздат, 1995. 217 с.

Большаинов Д.Ю. О новом понимании рельефоформирующей роли ледников покровного типа в полярных областях Земли // Материалы гляциологических исследований. 1999. Вып. 87. С. 158—164.

Большаинов Д.Ю. Связь изменений летней температуры воздуха с ледниковыми событиями в Арктике на протяжении голоцена и последнего тысячелетия // Материалы гляциологических исследований. 2001. Вып. 90. С. 12—19.

Большаинов Д.Ю., Павлов М.В. Определение времени Малого ледникового периода в различных частях российской Арктики по данным изучения озерных отложений // Изв. РГО. 2004. Т. 136. Вып. 4. С. 37—50.

Большаинов, Д.Ю., Федоров Г.Б., Савельева Л.А. Изменения природной среды полуострова Таймыр в позднем плейстоцене и голоцене // Доклады Всерос. научно-методич. совещания «Таймыр. Малочисленные народы, природные условия, фауна, выдающиеся ученые». Хатанга, 10—12 августа. СПб, Хатанга. 2001. С. 27—45.

Большаинов Д.Ю., Дмитриенко И.А., Прямиков С.М., Саватюгин Л.М., Тимохов Л.А. Система моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2006. Вып. 72. С.98—108.

Большаинов Д.Ю., Савельева Л.А., Пестрякова Л.А., Вахрамеева П.С., Баранская А.В. Методика извлечения палеогеографической информации из донных отложений арктического озера Севастьян-Кюеле // Известия Русского географического общества. 2013. Т. 145. Вып. 2. С. 49—65.

Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб: Гидрометеиздат, 1992. 248 с.

Борисенков Е.П. Климат и деятельность человека, М.: Наука, 1982. 136 с.

Боярская Т.Д., Каплина Т.Н. Новые данные о развитии растительности Северной Якутии в голоцене // Вестник МГУ. Сер.5. 1979. № 5. С. 70—75.

Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.

Будыко М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат. 1980. 352 с.

Булавиццев В.И., Головкин А.Н., Денисова А.В. Снежный буреветник как перспективный объект комплексного мониторинга в Антарктиде // Антарктика: Доклады комиссии. 1993. М.: Наука. Вып. 31. С.167—178.

Васильчук Ю.К., Петрова Е.А., Серова А.К. Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала. // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука. 1983. № 52. 73—89.

Вейнсбергс И.Г., Воицко М.Е., Стелле В.Я. и др. Спорово-пыльцевые комплексы позднечетвертичных отложений и изменение климата и растительности района Чаунской губы. Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига: Занатне, 1976. С. 119—131.

Веркулич С. Р. Особенности морфологии и формирования морских террас на побережьях заливов оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Информ. бюллетень САЭ. 1991. № 115. С. 9—14.

Веркулич С.Р. Реконструкция голоценовых изменений климата в краевой зоне Восточной Антарктиды на основе изучения донных осадков озер и морских заливов // Известия РАН. Сер. географ. 2007. № 4. С. 38—43.

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., Большианов Д.Ю., Меллес М., Кузьмина И.Н. Развитие природной среды оазиса Бангера (побережье Восточной Антарктиды) в конце позднего плейстоцена и в голоцене по результатам изучения донных отложений озер и эпишельфовых водоемов // Результаты исследований Антарктики. Экспресс-информация. Вып. 1 / Под ред. В.М. Котлякова, А.И. Данилова. СПб.: Гидрометеоздат, 1995. С. 77—79.

Веркулич С.Р., Большианов Д.Ю., Меллес М., Кузьмина И.Н. Развитие природной среды оазиса Бангера (побережье Восточной Антарктиды) в конце позднего плейстоцена и в голоцене по результатам изучения донных отложений озер и эпишельфовых водоемов / В сб.: Антарктика: Доклады комиссии. 1998. Вып. 34. С. 101—105.

Веркулич С.Р., Большианов Д.Ю., Пушина З.В., Кириенко Е.А. Некоторые особенности влияния моря на развитие оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене // В сб.: Океанологические исследования Южного Океана. Л.: изд-во ЛГУ, 1990. С. 128—134.

Веркулич С.Р., Большианов Д.Ю., Хиллер А., Кузьмина И.Н. Органические отложения в гнездах снежных буревестников как индикатор дегляциации оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Информ. бюллетень РАЭ. 1999. № 119. С. 92—104.

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Савин В.Б. Современное состояние эпишельфовых водоемов оазиса Бангера и особенности их развития в голоцене // Информ. бюллетень САЭ. 1995. № 118. С. 68—77.

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Сократова И.Н., Татур А. Изменения оледенения оазиса Ширмахера (Восточная Антарктида) с конца позднего неоплейстоцена // Лед и снег. 2011. № 2. С. 116—121.

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Сократова И.Н. и др. Изменения уровня моря и гляциоизостазия на побережье Антарктиды в голоцене // Материалы гляциологических исследований. 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. 2012а. № 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. № 3 (93). С. 17—27.

Гальченко В.Ф. Сульфатредукция, метанобразование и метаноокисление в различных водоемах оазиса Бангер Хиллс, Антарктида // Микробиология. 1994. Вып. 63, № 4. С. 683—698.

Гитерман Р.Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене. М.: Наука, 1985. С. 95.

Глебов Ф.З., Толейко Л.С., Стариков Э.В. и др. Палинологическая характеристика и датирование по ¹⁴С торфяника в Александровском районе Томской области (среднетаежная подзона). Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974. С. 194—199.

Говоруха Л.С. О радиоуглеродных датировках и географических исследованиях на Земле Франца-Иосифа и Северной Земле // Проблемы Арктики и Антарктики. 1968. Вып. 28. С. 112—117.

Говоруха Л.С., Зауер Л.М., Зеленко А.С. Палеогеографическая реконструкция голоцена Земли Франца-Иосифа на основании изучения озёрных отложений // Тр. НИИ геологии Арктики. 1965. Т. 143 Антропогенный период в Арктике и субарктике. С. 319—326.

- Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климатов Северного полушария в атлантический период голоцена / В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969. С.41—57.
- 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. Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка ее точности / В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 20—28.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: изд-во ВНИИГМИ — МЦД, 2012. 194 с.
- Деятова Э.И. Геология и палинология голоцена и хронология памятников первобытной эпохи в юго-западном Беломорье. Л.: Наука, 1976. С. 122.
- Деятова Э.И., Дорожкина М.В., Павлова Е.Ю. Палеогеографические условия формирования поздне- и послеледниковых отложений оз. Чурозеро (Кольский полуостров) по палинологическим данным / В сб.: Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. С. 314.
- Долгин И. М., Петров Л.С. Справочник по климату Антарктиды. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 493 с.
- Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 568 с.
- Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А. Этапы развития растительности голоцена в Южной и Восточной Карелии // Ботанический журнал, 1995. Т. 81, № 3. С. 1—17.
- Елина Г.А., Лак Г. Ц. Развитие болот и лесов Шуйской равнины в голоцене // Болота европейского севера СССР. Петрозаводск, 1980. С. 185—230.
- Елина Г.А., Лак Г.Ц. Торфяные болота — индикаторы динамики природно-климатических процессов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука. 1989. С. 52—57.
- Елина Г.А., Лебедева Р.М. Динамика растительности и палеогеография голоцена Карельского берега Прибеломорской низменности // Ботанический журнал, 1992. Т. 77, № 5. С. 17—29.
- Елина Г.А., Юрковская Т.К. Болотные экосистемы низкогорий северной тайги // Болотные экосистемы европейского севера. Петрозаводск: изд-во КФ АН СССР, 1988. С. 5—24.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: Изд-во Карельского научного центра РАН. 2000. 242 с.
- Жузе А.П., Королева Г.С., Нагаева Г.А. Диатомеи в поверхностном слое осадков индийского сектора Антарктики // Труды ИО АН СССР. 1962. Т. 61. С. 19—92.
- Заморув В.В. Рельеф и современные рельефообразующие процессы п-ва Файлдс (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова) // Труды САЭ. 1972. Т. 55. С. 110—134.
- Захаров В.Ф., Малинин В.Н. Морские льды и климат. СПб: Гидрометеиздат, 2000. 92 с.
- Зеликсон Э.М. Палинологическое исследование голоценового торфяника на Шпицбергене // Палинология голоцена. М., 1971. С. 199—212.
- Знаменская О.М., Соколова В.Б., Хомутова В.И. Сравнительный анализ палеогеографических условий развития южных и западных берегов Ладожского озера / В кн.: История озер. Вильнюс, 1970. С. 319—331.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 287 с.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983.
- Калугина Л.В., Малаховский Д.Б., Макеев В.М., Сафронова И.Н. Палинологические исследования на Северной Земле в связи с проблемой переноса пыльцы и спор в высокоширотной Арктике // Известия Всесоюз. геогр. об-ва. 1979. Т.111. Вып. 4. С. 334—337.

- Каплина Т. Н., Гитерман Р.Е. Молотковский Камень — опорный разрез отложений позднего плейстоцена Колымской низменности // Известия АН СССР Сер. геол. 1983. № 6. С. 79—83.
- Каплина Т.Н., Шилова Г.Н., Пирумова Л.Г. Шаманский опорный разрез позднелейстоценовых и голоценовых отложений Индигирки // Известия АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 74—81.
- Кароль И.Л., Катцов В.М., Киселев А.А., Кобышева Н.В. О климате по существу и всерьез. СПб.: Росгидромет, ГГО им А.И. Воейкова, 2008. 56 с.
- Катковник В.Я. Непараметрическая индентификация и сглаживание данных. М.: Наука, 1985. 356 с.
- Кинд Н.В. Поздне- и послеледниковые Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии) / В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 195—201.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Клейменова Г.И. Палинологические исследования послеледниковых отложений по разрезам Лахтинского и Шуваловского болот // Вестник ЛГУ. Сер. геогр. 1975. Вып. 2, № 12. С. 94—103.
- Клейменова Г.И., Вишневская Е.М., Долуханов П.М. и др. К палеогеографии северо-восточного побережья Финского залива в среднем и позднем голоцене. // Известия ВГО, 1988. Т. 120. Вып. 4. С. 302—314.
- Клейменова Г.И., Вишневская Е.М., Латышева Н.М. Возраст и история развития болотного массива «Тарарайское» Ленинградской области // Вестник ЛГУ. Сер. 7. 1991. Вып. 4 (28). С. 52—64.
- Клементьев О.Л., Николаев В.И., Потапенко В.Ю., Саватюгин Л.М. Внутреннее строение и термодинамическое состояние ледников Северной Земли // Материалы гляциологических исследований. 1992. № 73. С. 103—109.
- Климанов В.А. К методике количественного восстановления климата прошлого. // Вестник МГУ. Сер. географ. 1976. № 2. С. 92—98.
- Климанов В.А. Реконструкция палеотемператур и палеосадков на основе спорово-пыльцевых данных. Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука. 1985. С. 38—48.
- Климанов В.А., Левина Т.П. Климатические изменения в голоцене на территории Западной Сибири (по данным разреза Ентарного) / В кн.: Формирование рельефа, коррелятивных отложений и россырей Северо-Востока СССР. Магадан, 1989. С. 21—27.
- Клоков В.Д., Веркулич С.Р. Особенности гидрологического режима водоемов оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Информ. бюллетень РАЭ. 1995. № 118. С. 60—68.
- Козлова О.Г. Видовой состав диатомей в водах индийского сектора Антарктики // Труды ИО АН СССР. 1961. Т. 61. С. 3—18.
- Короткевич Е.С. Оазисы // Атлас Антарктики. Т.2. Л., 1969. С. 563—578.
- Косенко Н.Г., Колобов Д.Д. Обследование озера Унтер-Зе // Информ. бюллетень САЭ. 1970. № 79. С. 65—69.
- Котляков В.М., Николаев В.И., Коротков И.М., Клементьев О.Л. Климатостратиграфия голоцена ледниковых куполов Северной Земли / В кн.: Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии Тихоокеанского региона. М.: Наука. 1991. С. 100—112.
- Кошечкин Б.И., Девятова Э.И., Казан Л.Я., Пуннинг К. Послеледниковые морские трансгрессии в Онежском Беломорье / В кн.: Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск, 1977. С. 5—16.
- Кошкарлова В. Л., Кутафьева Т.К., Жидовленко В.А. и др. Комплексное исследование торфяника в окрестностях г. Игарки / В кн.: История лесов Сибири в голоцене. Красноярск, 1975. С. 60—71.
- Кузнецов В.Ю. Радиохронология четвертичных отложений. СПб: Комильфо, 2008. 312 с.
- Кульпина В.В., Ловелиус Н.В., Костюкович В.В. Палинологическое и геохронологическое исследование голоценовых отложений на Таймыре // Ботанический журнал. 1974. Т.59, № 9. С. 1310—1317.

- Кутафьева Т.К.* История лесов южной Эвенкии по данным спорово-пыльцевого анализа торфяных залежей / В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М.: Наука, 1973. С. 71—75.
- Кутафьева Т.К.* История лесной растительности междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок в голоцене / В кн.: История лесов Сибири в голоцене. Красноярск, 1975. С. 72—95.
- Лаврушин Ю.А., Девриц А.Л., Гитерман Р.Е. и др.* Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена северо-востока СССР // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1963. № 28. С. 112—126.
- Лак Г.Ц.* Диатомовая флора морских и озерных подморенных отложений в котловине Ладожского озера. Петрозаводск, 1976. 64 с.
- Лак Г.Ц., Эрман И.М.* О трансгрессиях Ладожского озера в голоцене // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 1. С. 175—178.
- Левина Т.П., Никитина В.П.* Палеоботаническая характеристика голоценового торфяника в районе мыса Каргинского на р. Енисее // В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 80—85.
- Левковская Г.М., Кинд Н.В., Завельский Ф.С.* Абсолютный возраст торфяников района г. Игарки и расчленение голоцена Западной Сибири // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1970. № 37. С. 94—101.
- Лисс О.А., Березина Н.А., Куликова Г.Т.* Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири. М.: изд-во МГУ, 1976. С. 69—85.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М., Белая Б.В.* Радиоуглеродное датирование пыльцевых зон в озерных осадках Колымско-Охотского междуречья / ДАН СССР. 1995. Т. 343, № 3. С. 396—399.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М., Эйсер У.Р.* Новые палинологические радиоуглеродные данные об эволюции растительного покрова Западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене / В кн.: Эволюция климата и растительности Берингии в позднем кайнозое. Магадан, 1995. С. 5—24.
- Ложкин А.В., Важенникова Л.Н.* Особенности развития растительного покрова Колымской низменности в раннем голоцене / В кн.: Четвертичный период Северо-Востока Азии. Магадан, 1987. С. 135—144.
- Ложкин А.В., Казакова Г.П., Титов Э.Э.* Возраст и палеогеографические условия формирования рыхлых осадков в долине руч. Киргеллях (верховья р. Колымы) / В кн.: Палинологические методы в стратиграфии и палиногеографии. Магадан, 1982. С. 116—127.
- Ложкин А.В., Прохорова Т.П.* Результаты палинологического изучения археологических памятников Колымы / В кн.: Новейшие данные по археологии северного Дальнего Востока. Магадан, 1980. С. 128—135.
- Ложкин А.В., Прохорова Т.П., Парий В.П.* Радиоуглеродная датировка и палинологическая характеристика отложений аласного комплекса Колымской низменности // ДАН СССР. 1975. Т. 224, № 6. С. 1395—1398.
- Макеев В.М.* Подводные географические исследования // Информационный бюллетень САЭ. 1971. №82. С. 14—17.
- Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф., Космодамианский А.В., Пономарева Д.П., Тертычная Т.В.* Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена острова Котельного // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1989. № 58. С. 58—69.
- Макеев В.М., Большаков Д.Ю.* Температура воздуха в голоцене / В кн.: Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. СПб: Гидрометеоздат, 1991. С. 160—169.
- Максимов Е.В.* Голоцен (ритмический вариант системы Блитта — Сернандера) // Известия ВГО. 1991. Т. 123, вып. 4. С. 339—348.
- Максимов Е.В.* Ритмы на Земле и в космосе. СПб: Изд-во СПбГУ, 1995. 324 с.

- Малясова Е.С. Палинология Новой Земли / Морены — источник гляциологической информации. М.: Наука, 1988. С. 182—200.
- Мариунова М.С. Условия формирования и характеристики радиационного климата Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 214 с.
- Монин А.С., Берестов А.А. Новое о климате // Вестник РАН. 2005. Т. 75. № 2. С. 126—138.
- Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 407 с.
- Мухина В.В., Казарина Г.Х. Диатомеи и силикофлагелляты. Распределение в поверхностном слое осадков океана / В кн.: Неоген-четвертичная палеоокеанология по микропалеонтологическим данным / Отв. ред. М.С. Бараш. М.: Наука. 1989. С. 20—24.
- Научно-прикладной справочник по климату России (арктический регион). Солнечная радиация / Под ред. В.Ф.Радионова. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 230 с.
- Нейштадт М.И., Хотинский Н.А., Девирц А.Л., Добкина Э.И. Шуваловское болото (Ленинградская область) / В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука. 1965. С. 69—81.
- Немкова В.К. Спорно-пыльцевые спектры из торфяника у пос. Дутово на Верхней Печоре / В кн.: Стратиграфия и корреляция плиоцена и плейстоцена Предуралья. Уфа, Башк. филиал АН СССР, 1976. С. 68—72.
- Никифорова Л.Д. Некоторые вопросы изменения природной среды и торфообразования на севере Русской равнины / В кн.: Болота европейского севера СССР. Петрозаводск, 1980. С. 155—177.
- Николаевская Т.С., Филимонова Л.В., Елькина Н.А. Методы исследования пыльцы и спор. Петрозаводск: изд-во Карельского научного центра РАН, 2015. 93 с.
- Никольская М.В. Палеоботаническая характеристика позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Таймыра / В кн.: Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980. С. 97—111.
- Никольская М.В. Палеоботанические и палеоклиматические реконструкции голоцена Таймыра / В кн.: Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. С. 148—157.
- Никольская М.В., Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Черкасова М. Н. Геохронология и палеофитологические характеристики голоцена Таймыра / В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 176—183.
- Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных) / Под ред. П.М.Андерсон и А.В.Ложкина. Магадан: ДВО РАН. 2002. 370 с.
- Полещук К.В., Веркулич С.Р., Ёжиков И.С., Пушина З.В. Последлединиковые изменения относительного уровня моря на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Лед и снег. 2016. Т. 56, № 102. С. 92—103.
- Прик З.М. Климат Советской Арктики (метеорологический режим). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 279 с.
- Прик З.М., Долгин И.М. Климатическое районирование. Атлас Арктики. М.: Изд-во Главного управления геодезии и картографии при Совете министров СССР, 1985. 80 с.
- Природа впадины Эльгыгытгын / Под ред. В.Ф.Белого, И.А.Черешнева. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 230 с.
- Пушина З.В., Веркулич С.Р., Абрамов А.А., Демидов Н.Э. Диатомовые водоросли в отложениях позднего плейстоцена оазиса Ширмахера (Восточная Антарктида) / В сб.: Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктике. Вып. 4. Санкт-Петербург, 2016. С. 23—40.
- Пьявченко Н.И., Елина Г.А., Чачхиани В.Н. Основные этапы истории растительности и торфонакопления на востоке Балтийского щита в голоцене // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1976. № 45. С. 3—24.

Радионов В.Ф., Александров Е.И., Алексеев Г.В., Иванов Н.Е. Климатический анализ гидрометеорологических параметров Северной полярной области и арктических морей России. // Информационный сборник № 41. Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. М., Обнинск: ИГ—СОЦИН, 2014. С. 17—39.

Радионов В.Ф., Брызгин Н.Н., Александров Е.И. Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат, 1996 124 с.

Рашке Е.А., Савельева Л.А. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры и современная растительность дельты реки Лены, Российская Арктика // Сибирский экологический журнал. № 4. 2017. С. 456—472.

Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 448 с.

Савельева Л.А., Большиханов Д.Ю., Вахрамеева П.С., Макаров А.С., Херциух У., Бискарбон Б., Дикман. Б., Тиде Й. Результаты комплексных исследований донных отложений термокарстовых озер по меридиональному профилю в низовьях р. Лены / В сб.: Материалы VII Российского совещания по изучению четвертичного периода: Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Т.2. Апатиты, 12—17 сентября 2011 г. СПб, 2011. С. 215—217.

Савельева Л.А., Рашке Е.А., Титова Д.В. Атлас фотографий растений и пыльцы дельты реки Лены. СПб, 2013. 114 с.

Серебряный Л.Р. Палеогеография и радиохронология восточной Прибалтики на рубеже раннего и среднего голоцена // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 91—100.

Серебряный Л.Р., Пуннинг Я.-М.К. Результаты палинологического и радиохронметрического исследования погребенного голоценового торфяника в районе Горелово-Койеро под Ленинградом / В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969. С.101—110.

Симонов И.М. Озера п-ова Файлдс на о. Кинг-Джордж (о. Ватерлоо) // Информационный бюллетень САЭ. 1973. № 85. С. 16—21.

Симонов И.М. Физико-географическая характеристика п-ова Файлдс // Антарктика: Доклады комиссии. 1975. Вып. 14. С. 128—135.

Споро-пыльцевой анализ / Под ред. Е.М. Покровской. М.: Госгеолитиздат, 1950 . 570 с.

Справочник по климату Антарктиды. Солнечная радиация / Под редакцией В.Ф. Радионова. СПб: Гидрометеиздат, 2002. 148 с.

Стефанович Е.Н., Климанов В.А., Борисова З.К., С.Н. Виноградова. Палеогеографическая обстановка в голоцене на северном побережье Пенжинской губы // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1976. № 45. С.97—102.

Субетто Д.А. Донные отложения озёр: палеолимнологические реконструкции. СПб: РГПУ, 2009. 344 с.

Сурова Т.Г., Троцкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. Об истории оледенения Шпицбергена в голоцене по данным палеоботанических исследований // Материалы гляциологических исследований. 1981. Вып. 42. С. 100—106.

Сурова Т.Г., Троцкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. Реконструкция палеоклиматических условий Шпицбергена в голоцене / В сб.: Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. М., 1988. С.6—15.

Тараканов Л.В., Бирюков В.Ю. Геоморфологические признаки современной ингрессии моря Лаптевых в районе полуострова Широкостан // Геоморфология. 1974. № 4. С. 98—100.

Тарасов П. Е. Реконструкция климата и растительности Северной Евразии позднего плейстоцена по палинологическим данным / В сб.: Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: изд-во МГУ, 2000. С. 70—96.

Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палиностратиграфия верхне-четвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 2. С. 98—104.

Теребенко А.В. Области локальной неединственности климата Северной полярной области / В сб.: Человек. Природа. Общество. Актуальные проблемы. Материалы 10-й Международной конференции молодых ученых, 22—28 декабря 1999 г. СПб: изд. СПбГУ, 1999. с. 332.

Тимохов Л.А., Кассенс Х., Большинов Д.Ю., Дмитренко И.А., Прямоков С.М., Тиде Й., Фролов И.Е., Хеллеманн, Хуббертен Х.-В. Синтез результатов российско-германских исследований моря Лаптевых и прилегающей Сибирской Арктики / В кн.: Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. Современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 36—70.

Томская А.И. Палинология голоцена Якутии / В кн.: Палинологические материалы к стратиграфии осадочных отложений Якутии. Якутск: ЯКИ, 1975. С. 73—97.

Украинцева В.В. Новые палеоботанические и палинологические свидетельства раннеголоценового потепления климата в высоких широтах Арктики // Ботанический журнал. 1990. Т. 75, № 1. С. 70—74.

Филимонова Л.В., Еловичева Я.К. Основные этапы развития растительности лесов и болот в голоцене на территории заповедника Кивач // Болотные экосистемы Европейского Севера. Петрозаводск, 1988. С.94—109.

Фирсов Л.В., Троицкий С.Л., Левина Т.П., Никитин В.П., Паньчев В.А. Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1974. № 41. С.121—127.

Хизанашвили Г.Д. Динамика земной оси вращения и уровней океанов. Тбилиси: Цодна. 1960. 143 с.

Хотинский Н.А. Голоцен северной Евразии. М., 1977. С. 180.

Хотинский Н.А., Климанов В.А. Радиоуглеродный возраст и климатические условия развития бугристых торфяников Надым-Казымского междуречья в голоцене / В сб.: Вопросы экологии растения болот, болотных местообитаний и торфяных залежей. Петрозаводск, 1985. С. 132—140.

Черниговский Н.Т., Мариунова М.С. Климат советской Арктики (радиационный режим). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 200 с.

Чернов Ю.В., Матвеева Н.В. Закономерности зонального распределения сообществ на Таймыре. Арктические тундры и полярные пустыни Таймыра. Л.: Наука. 1979. С. 166—200.

Чернова Г.М. Спорово-пыльцевой анализ отложений плейстоцена-голоцена. Учебное пособие. СПб: Изд. СПбГУ. 2004. 128 с.

Шевелин П.Ф., Елина Г.А., Хомутова В.И., Арсланов Х.А. Отражение колебаний уровня режима Онежского озера в растительности и стратиграфии болота Разломное в голоцене // Болотные экосистемы европейского Севера. Петрозаводск.: 1988. С. 39—55.

Шполянская Н.А. Эволюция криолитозоны Арктики // Известия РГО. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 8—18.

Юрцев Б.А., Толмачев А.И., Ребристая О.В. Флористическое ограничение и разделение Арктики / В кн.: Арктическая флористическая область. Л.: Наука. 1978. С. 16—25.

Adamson D., Pickard J. Late Quaternary ice movement across the Vestfold Hills, East Antarctica / In: Antarctic earth science. Proc. Fourth International Symposium on Antarctic Earth Sciences. University of Adelaide, South Australia, 16 to 20 August 1982. Canberra: Australian Academy of Science, 1983. P. 465—469.

Adamson D.A., Pickard J. Cainozoic history of the Vestfold Hills / In: Antarctic oasis: Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills. Sydney: Academic Press Australia, 1986. P. 63—99.

Andreev A.A., Klimanov V.A., Siegert C., Derevyagin A. Yu., Shilova G.N., Melles M. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate Changes in the Taymyr lowland, Northern Siberia reconstructed from pollen records // Quaternary Res. 2000. № 57. P. 138—150.

- Andreev A.A., Klimanov V.A., Sulerzhitsky L.D.* Younger Dryas pollen records from Central and Southern Yakutia // *Quaternary International*. 1997. V. 41—42. P. 111—116.
- Andreev A., Tarasov P., Schwamborn G., Ilyashuk B., Ilyashuk E., Bobrov A., Klimanov V., Rachold V., Hubberten H.-W.* Holocene paleoenvironmental records from Nikolay Lake, Lena River Delta, Arctic Russia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. № 209. P. 197—217.
- Andreev A., Schirmermeister L., Tarasov P., Ganopolski A., Brovkin V., Siebert C., Wetterich S., Hubberten H.-W.* Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen records // *Quaternary Science Reviews*. 2011. № 30. P. 2182—2189.
- Barley E.M., Walker I.R., Kurek J., Cwynar L.C., Mathewes R.W., Gajewski K., Finney B.P.* A northwest North American training set: distribution of freshwater midges in relation to air temperature and lake depth // *J. Paleolimnology*. 2006. V. 36. P. 295—314.
- Baroni C.* Notes on late-glacial retreat of the Antarctic ice-sheet and Holocene environmental changes along the Victoria Land / Berkman P.A., Yoshida Y. (eds.) / In: *Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas* (Memoirs of National Institute of Polar Research, Special issue, 50). Tokyo: NIPR, 1994. P. 85—107.
- Baroni C., Orombelli G.* Holocene raised beaches at Terra Nova Bay, Victoria Land, Antarctica // *Quaternary Research*. 1991. V. 36. P. 157—177.
- Baroni C., Orombelli G.* The retreat of the Antarctic Ice Sheet from the Ross Sea continental shelf and the Holocene diffusion of Adelie penguins in Victoria Land // *Terra Antarctica*. 1994a. V. 1. P. 151—152.
- Baroni C., Orombelli G.* Abandoned penguin rookeries as Holocene palaeoclimatic indicators in Antarctica // *Geology*. 1994b. V. 22. P. 23—26.
- Baroni C., Orombelli G.* Holocene glacier variations in the Terra Nova Bay area (Victoria Land, Antarctica) // *Antarctic Science*. 1994c. V. 6 (4). P. 497—505.
- Barsch D., Mäusbacher R.* New data on the relief development of the South Shetland Islands, Antarctica // *Interdisciplinary Science Reviews*. 1986. V. 11 (2). P. 211—218.
- Battarbee R.W., Jones V.J., Flower R.J., Cameron N.G., Bennion H., Carvalho L., Juggins S.* Diatoms Tracking environmental change using lake sediments. V.3. Terrestrial, algal, and siliceous indicators / J.P. Smol et al. (eds.). The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2001. P. 155—202.
- Bennet K.D., Willis K.J.* In: *Tracking environmental change using lake sediments*. V. 3. Terrestrial, algal, and siliceous indicators / J.P. Smol, H.J.B. Birks, W.M. Last (eds.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 2001. P. 4—32.
- Bentley M.J., Hodgson D.A., Smith J.A., Cofaigh C.O., Domack E.W., Larter R.D., Roberts S.L., Brachfeld S., Leventer A., Hjort C., Hillenbrand C.D., Evans J.* Mechanisms of Holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region // *Holocene*. 2009. V. 19. P. 51—69.
- 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-Jasiewiczova M.* Pollen analysis and pollen diagrams / In: *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. Chichester: Wiley, 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 Science*. 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 // *Geophysical Research Letters*. 1996. V. 23. P. 363—366.
- Bierman P.R.* Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolutions: a review from the geomorphic perspective // *J. Geophysical Research*. 1994. V. 99 (B7). P. 13885—13896.
- Bird M.I., Chivas A.R., Radnell C., Burton H.R.* Sedimentological and stable-isotope evolution of lakes in the Vestfold Hills, Antarctica // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1991. V. 84. P. 109—130.

- Biskarbon B.K., Herzsuh U., Bolshiyarov D., Savelieva L., Zibulski L., Diekmann B.* Late Holocene thermokarst variability inferred from diatom record from the Lena Delta, Siberian Arctic // *J. Paleolimnology*. 2013. V. 49. Is. 2. P. 155—170.
- Björck S., Hjort C., Ingólfsson O., Skog G.* Radiocarbon dates from the Antarctic Peninsula region – problems and potential // *Quaternary Proceedings*. 1991. V. 1. P. 55—65.
- Björck S., Håkansson H., Zale R., Karlen W., Jonsson B.L.* A late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications // *Antarctic Science*. 1991. V. 3 (1). P. 61—72.
- Björck S., Malmer N., Hjort C., Sandgren P., Ingólfsson O., Wallen B., Smith R.L., Jonsson B.* Stratigraphic and paleoclimatic studies of a 5500-year-old moss bank on Elephant Island, Antarctica // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 1991. V. 23 (4). P. 361—374.
- Björck S., Håkansson H., Olsson S., Barnekow L., Jonsson B.L.* 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., Olsson S., Ellis-Evans C., Håkansson H., Humlum O., deLirio J.V.* Late Holocene palaeoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1996. V. 121. P. 195—220.
- Bolshiyarov D., Verkulich S., Klovov V., Makeev V., Arslanov H.* Radiocarbon datings of sediments from the Bungee oasis (East Antarctica) / U. Wand, G. Strauch (eds.) / *Proc. the 5th Working Meeting 'Isotopes in Nature'*. Leipzig, Germany, September 1989. Leipzig: Central Institute of Isotope and Radiation Research, 1989. P. 47—52.
- Bolshiyarov D., Verkulich S., Pushina Z., Kirienko E.* Some features of the Late Pleistocene and Holocene history of the Bungee Hills (East Antarctica) / *Proc. 6th International Symposium on Antarctic Earth Sciences (Abstracts)*. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1991. P. 66—71.
- Bormann P., Fritzsche D.* The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings. Gotha: Justus Perthes Verlag, 1995. 448 p.
- Bronge C.* Holocene climatic fluctuations recorded from lake sediments in Nicholson Lake, Vestfold Hills, Antarctica // *University of Stockholm, Research Reports*. 1989. V. 76. P. 1—23.
- Brooks S.J.* Fossil midges (Diptera: Chironomidae) as palaeoclimatic indicators for the Eurasian region // *Quaternary Science Reviews*. 2006. V. 25. P. 1894—1910.
- Brooks S.J., Birks H.J.B.* Chironomid-inferred air temperatures from late-glacial and Holocene sites in north-west Europe: progress and problems // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 1723—1741.
- Brown S.L., Bierman P.R., Southon Lini J.* 10 000 years record of extreme hydrologic events // *Geology*. 2000. V. 28, № 4. P. 335—338.
- Burckle L.H., Jacobs S.S., McLaughlin R.B.* Late austral spring diatom distribution between New Zealand and the Ross Ice Shelf, Antarctica: hydrographic and sediment correlations // *Micropaleontology*. 1987. V. 33. P. 74—81.
- CAPE project members Holocene paleoclimate data from the Arctic: testing models of global climate change // *Quaternary Sci. Rev.* 2001. No. 20. P. 1275—1287.
- Cerling T.E., Craig H.* Geomorphology and in situ cosmogenic isotopes // *Annual Review Earth and Planetary Sciences*. 1994. V. 22. P. 273—317.
- Ciais P., Petit J.R., Jousel J., Lorius C., Barkov N.E., Lipenkov V., Nicolaev V.* Evidence for an early Holocene climatic optimum in the Antarctic deep ice-core record // *Climate Dynamics*. 1992. V. 6. P. 169—177.
- Clapperton C.M., Sugden D.E.* Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica // *Quaternary Science Reviews*. 1988. V. 7. P. 185—198.
- Clow G.D., McKay C.P., Simmons G.M., Wharton R.A.* Climatological observations and predicted sublimation rates at Lake Hoare, Antarctica // *J. Climate*. 1988. V. 1. P. 715—728.

- Colhoun E.A., Adamson D.A.* Raised Beaches of the Bunger Hills, Antarctica // Australian National Antarctic Research Expedition Reports. 1992. V. 136. 47 p.
- 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.
- Cunningham W.L., Leventer A.* Diatom assemblages in surface sediments of the Ross Sea: relationship to present oceanographic conditions // Antarctic Science. 1998. V. 10. P. 134—146.
- 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.
- Davis O.K., Shafer D.S.* Sporormiella fungal spores, a palynological means of detecting herbivore density. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006. V. 237 (1). P. 40—50.
- Davydova N.N., Servant-Vildary S.* Late Pleistocene and Holocene history of the lakes in the Kola Peninsula, Karelia and the North-Western part of the East European Plain // Quaternary Science Reviews. 1996. V. 15. P. 997—1012.
- De Klerk P., Telteuaskoi F., Theuerkauf M., Joosten H.* Vegetation patterns, pollen deposition and distribution of non-pollen palynomorphs in an ice-wedge polygon near Kytalyk (NE Siberia), with some remarks on Arctic pollen morphology // Polar Biology. 2014. V. 37. P. 1393—1412.
- De Klerk P., Theuerkauf M., Joosten H.* Vegetation, recent pollen deposition, and distribution of some non-pollen palynomorphs in a degrading ice-wedge polygon mire complex near Pokhodsk (NE Siberia), including size-frequency analysis of pollen attributable to *Betula* // Review of Paleobotany and Palynology. 2017. V. 238. P. 122—143.
- Delmotte M., Raynaud D., Morgan V., Jouzel J.* Climatic and glaciological information inferred from air content measurements of a Low Dome East Antarctica ice core // J. Glaciology. 1999. V. 45. P. 255—263.
- Domack E.W., McClennen C.E.* Accumulation of glacial marine sediments in fjords of the Antarctic Peninsula and their use as late Holocene paleoenvironmental indicators // Antarctic Research Series. 1996. V. 70. P. 135—154.
- Doran P.T., Berger G.W., Lyons W.B., Warton R.A., Davisson M.I., Southon J., Dibb J.E.* Dating Quaternary lacustrine sediments in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. V. 147. P. 223—239.
- Doran P.T., McKay C.P., Meyers M.A., Anderson D.J., Whart A., Hasting J.T.* Climatology and implications for perennial lake ice occurrence at Bunger Hills Oasis, East Antarctica // Antarctic Science. 1996. V. 8. P. 289—296.
- Ebel T., Melles M., Nissen F.* Laminated Sediments from Levinson-Lessing Lake, Northern Central Siberia — A 30,000 Year Record of Environmental History? In: Land—Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1999. P. 425—435.
- 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 Science Letters. 1986. V. 81. P. 175—192.
- Emslie S.D.* Radiocarbon dates from abandoned penguin colonies in the Antarctic Peninsula region // Antarctic Science. 2001. V. 13 (3). P. 289—295.
- Emslie S.D., Woehler E.J.* A 9000-year record of Adelie penguin occupation and diet in the Windmill Islands, East Antarctica // Antarctic Science. 2005. V. 17 (1). P. 57—66.
- Fabel D., Stone J., Fifield L.K., Cresswell R.G.* Deglaciation of the Vestfold Hills, East Antarctica: preliminary evidence from exposure dating of three subglacial erratics / C.A. Ricci (ed.) / The Antarctic Region: Geological evolution and processes. Proc. 7th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, 1995. Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. P. 829—834.
- Faegri K., Iversen J.* Textbook of pollen analysis. IV Ed. The Blackburn Press. 1989. 328 p.

- 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.
- Folland C.K., Karl T.R., Vinnikov K.Y.* Observed climate variations and change / In: Climate Change, the IPCC scientific assessment. WMO/UNEP. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. P. 201—238.
- Fulford-Smith S.P., Sikes E.L.* The evolution of Ace Lake, Antarctica, determined from sedimentary diatom assemblages // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1996. V. 124. P. 73—86.
- Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A.* An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica // Australian National Antarctic Research Expedition Results. 1991. V. 74. 173 p.
- Gogorev R.M., Pushina Z.V.* A new araphid diatom genus and species (Bacillariophyta) from Miocene marine deposits of the Fisher Massif (Prince Charles Mountains, East Antarctica) // Nova Hedwigia, Beiheft. V. 143, 2014. P. 421—448.
- Gogorev R.M., Pushina Z.V., Melles M., Verkulich S.R.* New Thalassiosira species (Bacillariophyta) from Holocene sediments of the Bunger oasis, East Antarctica // Polish Botanical J. 2010. V. 55 (1). P. 135—147.
- Goodwin I.D.* Holocene deglaciation, sea-level change, and the emergence of the Windmill Islands, Budd Coast, Antarctica // Quaternary Research. 1993. V. 40. P. 70—80.
- 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 // Quaternary Science Reviews. 1992. V. 11. P. 697—708.
- Gore D.B.* Blanketing snow and ice may have prevented abundant biogenic sedimentation in the East Antarctic oases following retreat of the ice sheet // Antarctic Science. 1997. V. 9 (3). P. 336—346.
- Gore D., Rhodes E., Augustinus P., 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.
- Grosswald M.G., Karlen W., Shishorina Z., Bodin A.* Glacial landforms and the age of deglaciation in Tiksi area, East Siberia // Geografiska Annaler. 1992. No. 4 (74A). P. 295—304.
- Guiot J., Pons A., de Beaulieu J.-L., Reille M.* A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records // Nature 1989. 338. P. 309—313.
- Guiot J.* Methodology of the last climatic cycle reconstruction from pollen data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1990. No. 80. P. 49—69.
- Hahne, J., Melles M.* Climate and vegetation history of the Taymyr Peninsula since middle Weichselian time — palynological evidence from lake sediments // H. Kassens, H.A. Bauch, I.A. Dmitrenko et al. (eds.). Land-ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history. Berlin: Springer-Verlag, 2000. P. 407—423.
- 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., Denton G.H., Overturf B.* Glacial lake Wright, a high-level Antarctic lake during the LGM and early Holocene // Antarctic Science. 2001. V. 13 (1). P. 53—60.
- Hambrey M.J., Dowdeswell J.A.* Flow regime of the Lambert Glacier — Amery Ice shelf system, Antarctica: structural evidence from Landsat imagery // Annals of Glaciology. 1994. V. 20. P. 401—406.
- Hansson L.-A., Hakansson H.* Diatom community response along a productivity gradient of shallow Antarctic lakes // Polar Biology. 1992. V. 12. P. 463—468.
- Harle K.J., Hodgson D., Tyler P.A.* Palynological evidence for Holocene palaeoenvironments from the lower Gordon River Valley in the World Heritage Area of Southwestern Tasmania // The Holocene. 1999. V. 9. P. 149—162.
- Harrington H.J.* Adelie penguin rookeries in the Ross Sea region // Notornis 1960. V. 9, No. 2. P. 33—39.

- Harrington H.J., McGellar I.C. A radiocarbon date for penguin colonization of Cape Hallett, Antarctica // New Zealand J. Geology and Geophysics. 1958. V. 1. P. 571—576.
- Hayashi M., Yoshida Y. Holocene raised beaches in the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica / P.A.Berkman, Y. Yoshida (eds.) / In: Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas. Memoirs of National Institute of Polar Research. Special is. 50. Tokyo: NIPR, 1994. P. 49—84.
- Heine J.C., Speir T.W. Ornithogenic soils of the Cape Bird Adelie penguin rookeries, Antarctica // Polar Biology. 1989. V. 10. P. 89—99.
- Hiller A., Wand U., Kampf H., Stackebrandt W. Occupation of the Antarctic continent by petrels during the past 35 000 years: inferences from a ^{14}C study of stomach oil deposits // Polar Biology. 1988. V. 9. P. 69—77.
- Hiller A., Hermichen W.-D., Wand U. Radiocarbon-dated subfossil stomach oil deposits from petrel nesting sites: novel paleoenvironmental records from continental Antarctica // Radiocarbon. 1995. V. 37 (2). P. 171—180.
- 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 Record. 1998. V. 42. P. 151—167.
- Hjort C., Björck S., Ingólfsson O., Möller P. Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern Hemispheres // Annals of Glaciology. 1998. V. 27. P. 110—112.
- Hodgson D.A., Doran P.T., Roberts D., McMinn A. Paleolimnological studies from the Antarctic and Subantarctic islands / In: Long-term environmental change in Arctic and Antarctic lakes. R.Pienitz, M.S.V.Douglas, J.P. Smol (eds.) The Netherlands: Springer, 2004. P. 419—474.
- 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. Where the Larsemann Hills ice-free through the Last Glacial Maximum? // Antarctic Science. 2001. V. 14 (4). P. 440—454.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Sabbe K., Squir F.Y., Keely B.J., Leng M.J., Saunders K.M., Vÿverman W. Late Quaternary climate-driven environmental change in the Larsemann Hills, East Antarctica, multiproxy evidence from a lake sediment core // Quaternary Research. 2005. V. 64. P. 83—99.
- Huntley D.J., Godfrey-Smith D.I., Thewalt M.L.W. Optical dating of sediments // Nature. 1985. V. 313. P. 105—107.
- Igarashi A., Numanami H., Tsuchiya Y., Harada N. Radiocarbon ages of molluscan shell fossils in raised beach deposits along the east coast of Lützow-Holm Bay, Antarctica, determined by accelerator mass-spectrometry // Proceedings of the NIPR Symposium 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.
- Jankovská V., Komárek J. Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in Palaeoecology // Folia Geobotanica. 2000. 35. P. 59—82.
- Jeong G.Y. Radiocarbon ages of sorted circles on King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica // Antarctic Science. 2006. V. 18 (2). P. 265—270.
- John B.S., Sugden D.E. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands // British Antarctic Survey Bulletin. 1971. V. 24. P. 45—111.
- Jones P.D., Parker D.E., Osborn T.J., Briffa K.R. Global and hemispheric temperature anomalies — land and marine instrumental records / In: Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. 2016. doi: 10.3334/CDIAC/cli.002
- Jouzel J., Masson V., Cattani O., Falourd S., Stievenard M., Stenni B., Longinelli A., Johnsen S.J., Steffensen J.P., Petit J.R., Schwander J., Souchez R., Barkov N.I. A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28, No. 16. P. 3199—3202.

Khim B.-K., Yoon H. I., Kim Y., Shin I.C. Late Holocene stable isotope chronology and meltwater discharge event in Maxwell and Admiralty bays, King George Island, Antarctica // *Antarctic Science*. 2001. V. 13 (2). P. 167—173.

Kirk R.M. Raised beaches, late Quaternary sea levels and deglacial sequences on the Victoria Land coast, Antarctica / D.Gillieson, S. Fitzsimons (eds.). *Quaternary research in Australian Antarctica: future directions*. Special Publication No. 3. Canberra: Australian Defence Force Academy, 1991. P. 85—105.

Kirkup H., Melles M., Gore D.B. Late Quaternary environment of southern Windmill Islands, East Antarctica // *Antarctic Science*. 2002. V. 14. P. 385—394.

Klemm J., Herzschuh U., Pisaric M., Telford R., Heim B., Pestryakova L.A. A pollen-climate transfer function from the tundra and taiga vegetation in Arctic Siberia and its applicability to a Holocene record // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. No. 386. P. 702—713.

Krause W.E., Krbetschek M.R., Stoltz W. Dating of Quaternary lake sediments from the Schirmacher Oasis (East Antarctica) by infra-red stimulated luminescence (IRSL) detected at the wavelength of 560 nm // *Quaternary Science Reviews*. 1997. V. 16. P. 387—392.

Kulbe T. The Late Quaternary climatic and environmental history of Bunger Oasis, East Antarctica. 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 Research*. 2001. V. 33 (2). P. 223—230.

Kuzmina S., Bolshiyakov D. Forest Insect Spectra in Late Holocene Deposits of the Lena Delta Terrace, North of Actual Tree Line // *Polarforschung* 2002. No. 70. P. 101—105.

Larocque I., Hall R.I., Grahn E. Chironomids as indicators of climate change: a 100-lake training set from a subarctic region of northern Sweden (Lapland) // *J. Paleolimnology*. 2001. V. 26. P. 307—322.

Lawrence M.J.F., Hendy C.H. Water column and sediment characteristics of Lake Fryxell, Taylor Valley, Antarctica // *New Zealand J. Geology and Geophysics*. 1985. V. 28. P. 543—552.

Leventer A. Sediment trap diatom assemblages from the northern Antarctic Peninsula region // *Deep-Sea Research*. 1991. V. 38. P. 1127—1143.

Labracherie M., Labeyrie L.D., Duprat J. et al. The last deglaciation in the Southern Ocean // *Paleoceanography*. 1989. V. 4. P. 629—638.

Leventer A. Modern distribution of diatoms in sediments from the George V Coast, Antarctica // *Marine Micropaleontology*. 1992. V. 19. P. 315—332.

Leventer A. The fate of Antarctic “sea ice diatoms” and their use as paleoenvironmental indicators // *Antarctic Research Series*. 1998. V. 73. P. 121—137.

Lozhkin A.V., Anderson P.M., Vartanyan S.L., Brown T.A., Belaya B.V., Kotov A.N. Late Quaternary paleoenvironments and modern pollen data from Wrangler Island (Northern Chukotka) // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 217—233.

Løken O. Evidence of higher sea levels in the Windmill Islands // In: Wilkes Station Glaciological data 1957-58. R.L. Cameron, O.H. Loken, J.R.L. Molholm (eds.). Ohio State University Research Foundation Report 825-1, Part 3. 1959. P. 28—32.

Lyons W.B., Tyler S.W., Wharton R.A., McKnight D.M., Vaughn B.H. A late Holocene desiccation of Lake Hoare and Lake Fryxell, McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *Antarctic Science*. 1998. V. 10 (3). P. 247—256.

Mabin M.C.G. The Ross Sea section of the Antarctic ice sheet at 18,000 yr BP: evidence from Holocene sea-level changes along the Victoria Land coast // *South African J. Science*. 1986. V. 82. P. 506—508.

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.

- Makeev, V.M., Ponomareva, D.P., Pitulko, V.V., Chernova, G.M., Solovyeva D.V.* Vegetation and climate of the New Siberian Islands for the past 15 000 years // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2002. V. 35. № 1. P. 56—66.
- 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 Science*. 1996. V. 8 (4). P. 313—322.
- Masson V., Vimeux F., Jouzel J., Morgan V., Delmotte M., Ciais P., Hammer C., Johnsen S., Lipenkov V.Ya., Mosley-Thompson E., Petit J. R., Steig E. G., Stievenard M., Vaikmae R.* Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records // *Quaternary Research*. 2000. V. 54. P. 348—358.
- Matthies D., Mäusbacher R., Storz D.* Deseption Island tephra: a stratigraphical marker for limnic and marine sediments in Bransfield Strait area, Antarctica // *Zeitschrift für Geologie und Palaontologie*. 1990. V. 1. P. 153—165.
- Mäusbacher R., Muller J., Schmidt R.* Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King Georg Island) // *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 1989. V. 33. P. 219—234.
- Mayewski P.A., Twickler M.S., Whitlow S.I., Meeker L.D., Yang Q., Thomas J., Kreutz K., Grootes P.M., Morse D.L., Steig E.J., Waddington E.D., Saltzman E.S., Whung P-Y., Taylor K.C.* Climate change during the last deglaciation in Antarctica // *Science*. 1996. V. 272. P. 1636—1638.
- McMinn A.* Late Holocene increase in sea ice extent in fjords of the Vestfold Hills, eastern Antarctica // *Antarctic Science*. 2000. V. 12 (1). P. 80—88.
- Melick D.R., Seppelt R.D.* Vegetation patterns in relation to climatic and endogenous changes in Wilkes Land, continental Antarctica // *J. Ecology*. 1997. V. 85. P. 43—56.
- Melles M., Kulbe T., Overduin P.-P., Verkulich S.* The expedition Bunger Oasis 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam (Berichte zur Polar- und Meeresforschung 148). Bremerhaven: Alfred Wegener Institute für Polar- und Meeresforschung, 1994. P. 27—80.
- Melles M., Verkulich S.R., Hermichen W.-D.* Radiocarbon dating of lacustrine and marine sediments from the Bunger Hills, East Antarctica // *Antarctic Science*. 1994. V. 6 (3). P. 375—378.
- 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 / C.A. Ricci (ed.) *The Antarctic Region: Geological evolution and processes*. Proc. 7th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, 1995. Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. P. 809—820.
- Miura H., Maemoku H., Igarashi A., Moriwaki K.* Late Quaternary raised beach deposits and radiocarbon dates of marine fossils around Lützow-Holm Bay. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1998. 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 Sôya Coast // *Annals of Glaciology*. 1998. V. 27. P. 297—301.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E.* Pollen analysis. Oxford. 1991. 216 p.
- Morgan V., van Ommen T.D.* Seasonality in late-Holocene climate from ice-core records // *The Holocene*. 1997. V. 7. P. 351—354.
- 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.
- Nazarova L., Self A.E., Brooks S.J., Hardenbroek M., Herzsich U., Diekmann B.* Northern Russian chironomid-based modern summer temperature data set and inference models // *Global and Planetary Change*. 2015. V. 134. P. 10—25.
- Okuno, J., Miura, H., Maemoku, H.* The possibility of the rapid melting of ice sheet in Holocene around the Lützow-Holm Bay, Antarctica // *Geophys. Res. Abstr.* 2007. 7.
- 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 Series (Geography)*. 1977. V. 26. P. 95—148.

- Omoto K.* The problem and significance of radiocarbon geochronology in Antarctica / R.L. Oliver, P.R. James, J.B. Jago (eds.). Antarctic Earth Science. Canberra: Australian Academy of Science, 1983. P. 450—452.
- Opel T., Fritzsche D., Meyer H.* Eurasian Arctic climate over the past millennium as recorded in the Akademii Nauk ice core (Severnaya Zemlya) // *Climate of the Past*. 2013. 9. P. 2379—2389.
- Orvig S.* World Survey of Climatology. V. 14. Climates of the Polar Regions. Amsterdam—London—New York: Elsevier, 1970. 370 p.
- Overpeck J.T., Webb III T., Prentice I.C.* Quantitative interpretation of fossil pollen spectra, dissimilarity coefficients and the method of modern analogs // *Quaternary Research*, No. 23. 1985. P. 87—108.
- Peros M.C., Gajewski K.* Pollen-based reconstructions of late Holocene climate from the central and western Canadian Arctic // *J. Paleolimnology*, 2009. 41. P. 161—175.
- Pichon J.J., Labracherie M., Labeyrie L.D., Duprat J.* Transfer functions between diatom assemblages and surface hydrology in the Southern Ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1987. V. 61. P. 79—95.
- Pickard J.* Antarctic oases, Davis station and the Vestfold Hills // Picard J. (ed.). Antarctic oasis: Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills. Sydney: Academic Press Australia, 1986a. P. 119.
- Pickard J.* The Vestfold Hills: a window on Antarctica / J. Picard (ed.) Antarctic oasis: Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills. Sydney: Academic Press Australia, 1986b. P. 333—351.
- Pickard J., Adamson D.A., Heath C.W.* The evolution of Watts Lake, Vestfold Hills, East Antarctica, from marine inlet to freshwater lake // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1986. V. 53. P. 271—288.
- Pickard J., Selkirk P.M., Selkirk D.R.* Holocene climates of the Vestfold hills, Antarctica and Macquarie Island / J.C. Vogel (ed.). Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere. Rotterdam: Balkema, 1984. P. 173—182.
- Prentice I.C., Guiot J., Huntley B., Jolly D., Cheddadi R.* Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // *Climate Dynamics*. 1996. 12. P. 185—194.
- Pudsey C.J., Evans J.* First survey of Antarctic sub-ice shelf sediments reveals mid-Holocene ice sheet retreat // *Geology*. 2001. V. 29. P. 787—790.
- Raab A., Melles M., Berger G.W., Hagedorn B., Hubberten H.-W.* Non-glacial paleoenvironments and the extent of Weichselian ice sheets on Severnaya Zemlya, Russian High Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2003. 22. P. 2267—2283.
- Rabassa J.* Stratigraphy of the glacial deposits in James Ross Island, Antarctic Peninsula // Evenson E. et al. (eds.). Till and related deposits. —Rotterdam: Balkema, 1982. P. 329—340.
- Rabassa J.* Drumlins and drumlinoid forms in northern James Ross Island, Antarctic Peninsula / J. Menzies, J. Rose (eds.). Drumlin Symposium. Rotterdam: Balkema, 1987. P. 267—288.
- Rhodes E.J.* Observation of thermal transfer OSL signals in glacial quartz // *Radiation Measurements*. 2000. V. 32. P. 595—602.
- Roberts D., McMinn A.* A weighted-averaging regression and calibration model for inferring lakewater salinity from fossil diatom assemblages in saline lakes of the Vestfold Hills: a new tool for interpreting Holocene lake histories in Antarctica // *J. Paleolimnology*. 1998. V. 19. P. 99—113.
- Roberts D., McMinn A.* A diatom-based paleosalinity history of Ace Lake, Vestfold Hills, Antarctica // *The Holocene*. 1999. V. 9. P. 401—408.
- Roberts D., McMinn A., Cremer H., Gore D., Melles M.* The Holocene evolution and paleosalinity history of Beall Lake, Windmill Islands (East Antarctica) using an expanded diatom-based weighted averaging model // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 208. P. 121—140.
- Roberts D., McMinn A., Zwart D.* An initial paleosalinity history of Jaw Lake, Bunger Hills based on a diatom-salinity transfer function applied to sediment cores // *Antarctic Science*. 2000. V. 12 (2). P. 172—176.

- Roberts D., Van Ommen T.D., McMinn A., Morgan, V., Roberts, J.L. Late Holocene East Antarctic climatic trends from ice core and lake sediment proxies // *The Holocene*. 2001. V. 11. P. 117—120.
- Schmidt R., Mäusbacher R., Müller J. Holocene diatom flora and stratigraphy from sediment cores of two Antarctic lakes (King George Island) // *J. Paleolimnology*. 1990. V. 3. P. 55—74.
- 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.
- Schwamborn G., Andreev A.A., Rachold V., Hubberten H.-W., Grigoriev M.N., Tumskoy V., Pavlova E.Yu., Dorozhkina M.V. Evolution of Lake Nikolay, Arga Island, Western Lena River Delta, during Late Pleistocene and Holocene time // *Polarforschung*. 2002. No. 70. P. 69—82.
- Schwamborn G., Bolshiyayov D.Yu., Dorozhkina M.V., Grigoriev M.N., Pavlova E.Yu., Schneider W., Tumskoy V. Lake sediment studies on Arga Island. Russian-German cooperation System Laptev Sea 2000. The expedition Lena 1999 // *Berichte zur Polarforschung*. 2000. No. 354. P. 57—64.
- Smith G.I., Friedman I. Lithology and paleoclimatic implications of lacustrine deposits around Lake Vanda and Don Juan Pond, Antarctica // *Antarctic Research Series*. 1993. V. 59. P. 83—94.
- Smol J.P. Paleoclimate proxy data from freshwater arctic diatoms // *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 23. Pt. 2. Stuttgart, 1988. P. 837—844.
- Spaulding S.A., McKnight D. Diatoms as indicator of environmental change in Antarctic freshwater / E. Stoermer, J.P. Smol (eds.). *The diatoms: applications for the environmental and Earth sciences*. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. P. 245—263.
- Speir T.W., Cowling J.C. Ornithogenic soils of the Cape Bird Adelie penguin rookeries, Antarctica. Chemical properties // *Polar Biology*. 1984. V. 2. P. 199—205.
- Squier A.H., Hodgson D.A., Keely B.J. Evidence of late Quaternary environmental change in a continental east Antarctic lake from lacustrine sedimentary pigment distribution // *Antarctic Science*. 2005. V. 17 (3). P. 361—376.
- Squyres 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.
- Stackebrandt W. Moraines around Lake Untersee — indicator of the Late-Quaternary regional glacial history // P. Bormann, D. Fritzsche (eds.). *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings*. Gotha: Justus Perthes Verlag, 1995. P. 237—242.
- Siegert C., Derevyagin A.Y., Shilova G.N., Hermichen W.-D., Hiller A. Paleoclimate indicators from permafrost sequences in the Eastern Taymyr Lowland // *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamic and History*. Eds.: H. Kassens, H.A. Bauch, I.A. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, L.A. Timokhov. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, 1999. P. 477—499.
- Stonehouse B. *The biology of penguins*. London: Macmillan, 1975. 545 p.
- Stuiver M., Denton G.H., Hughes T., Fastook J.L. History of the Marine Ice Sheet in West Antarctica during the last glaciation: a working hypothesis // G.H. Denton, T. Hughes (eds.). *The Last Great Ice Sheets*. New York: John Wiley and Sons, 1981. P. 319—436.
- Swadling K.M., Dartnall H.J.G., Gibson J.A.E. Fossil rotifers and the early colonization of an Antarctic lake // *Quaternary Research*. 2001. V. 55. P. 380—384.
- Tatur A., Del Valle R., Mieczyslaw P. Lake sediments in maritime Antarctic zone: a record of landscape and biota evolution / In: *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 24. Stuttgart, 1989. P. 3022—3024.
- 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 and Polar Research*. 2004. V. 26 (3). P. 531—537.
- Van der Knaap W.O. Relations between present day pollen deposition and vegetation in Spitsbergen // *Grana*. V. 29, No. 1. 1990. P. 63—78.

Verkulich S., Hiller A. The Holocene deglaciation history of the Bunger oasis derived from C-14 measurements on stomach oil deposits in show petrel colonies // *Antarctic Science*. 1994. V. 6 (3). P. 395—399.

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., Vyverman W., Roberts D., McMinn A., Vanhoutte K., Sabbe K. Modelling diatom responses to climate induced fluctuations in the moisture balance in continental Antarctic lakes // *J. Paleolimnology*. 2003. V. 30. P. 195—215.

Verleyen E., Hodgson D.A., Sabbe K., Vyverman W. Late Quaternary deglaciation and climate history of the Larsemann Hills (East Antarctica) // *J. Quaternary Science*. 2004. V. 19 (4). P. 361—375.

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 readvance // *Quaternary Research*. 2005. V. 63. P. 45—52.

Verleyen E., Hodgson D.A., Sabbe K., Cremer H., Emslie S., Gibson J., Hall B., Imura S., Kudoh S., Marshall G.J., McMinn A., Melles M., Newman L., Roberts D., Roberts S.J., Singh S., Sterken M., Tavernier L., Verkulich S., Van de Vyver E., Van Nieuwenhuysse W., Wagner B., Vyverman W. Post-glacial regional climate variability along the East Antarctic coastal margin — evidence from shallow marine and coastal terrestrial records // *Earth-Science Reviews*. 2011. V. 104. P. 199—212.

Wagner B. The Expeditions Amery Oasis, East Antarctica, 2001/02 and Taylor Valley, southern Victoria Land, 2002 / In: *Reports on Polar and Marine Research*. V. 460. Bremerhaven, 2003. 69 p.

Wagner B., Cremer H., Hultsch N., Gore D.B., Melles M. Late Pleistocene and Holocene history of Lake Terrasovoje, Amery Oasis, East Antarctica, and its climatic and environmental implications // *J. Paleolimnology*. 2004. V. 32. P. 321—339.

Walsh J.E. A comparison of Arctic and Antarctic climate change, present and future // *Antarctic Science*. 2009. V. 21 (3). P. 179—188.

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 Research*. 1992. V. 7. P. 157—194.

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 // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. P. 3152—3170.

Whitehead J., McMinn A. Use of benthic diatom assemblages from the Vestfold Hills for paleodepth analysis // *Marine Micropaleontology*. 1997. V. 29. P. 301—318.

Whitehouse I.E., Chinn T.J., Höfle H.C. Radiocarbon dates from raised beaches, Terra Nova Bay, Antarctica // *Geologisches Jahrbuch*. 1989. V. E38. P. 321—334.

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.

Wilson A.T. Evidence from chemical diffusion of a climatic change in the McMurdo Dry Valleys 1200 years ago // *Nature*. 1964. V. 201. P. 176—177.

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 Syōwa Station, Antarctica // *Memoirs of National Institute of Polar Research*. 1979. V. 13. P. 220—226.

Zale R. Changes in size of the Hope Bay Adelie penguin rookery as inferred from Lake Boeckella sediment // *Ecography*. 1994a. V. 17. P. 297—304.

Zale R. ¹⁴C age corrections in Antarctic lake sediments inferred from geochemistry // *Radiocarbon*. 1994b. V. 36 (2). P. 173—185.

Zale R., Karlen W. Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands // *Geografiska Annaler*. 1989. V. 71 A. P. 211—220.

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 and Planetary Science Letters*. 1998. V. 155. P.131—145.