

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

Ручкин Максим Владимирович

**ХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МГИНСКОЙ МОРСКОЙ
МЕЖЛЕДНИКОВОЙ ТОЛЩИ В ПРИНЕВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

1.6.14. Геоморфология и палеогеография

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:

д.г.-м. н., к.х.н., В. Ю. Кузнецов

Санкт-Петербург - 2024

Содержание

Содержание.....	2
Введение.....	5
Глава 1. Геолого-геоморфологическая характеристика территории	13
Глава 2. Изученность межледниковых отложений Приневской низменности	18
2.1. Мгинская толща и мгинский разрез	18
2.2. Опорные разрезы мгинских отложений в Приневской низменности и на сопредельных территориях.....	25
2.2.1. Осиновец.....	25
2.2.2. Саблино.....	26
2.2.3. Отрадное	26
2.2.4. Келколово	26
2.2.5. Посёлок им. Морозова.....	27
2.2.6. Рыбацкое.....	28
2.2.7. Синявино 2.....	28
2.2.8. Синявинское озеро.....	28
2.2.9. Володарский мост	29
2.2.10. Петрокрепость.....	29
2.2.11. Синявино.....	29
2.2.12. Южки	30
2.2.13. Завод им. Свердлова	30
2.2.14. Тохолодское озеро	31
2.2.15. Ижорский завод.....	31
2.2.16. Понтонная.....	31
Глава 3. Методы исследований.....	33
3.1. Литологические методы.....	33
3.1.1. Структурно-геологический и текстурный анализы.....	33
3.1.2. Гранулометрический анализ.....	33
3.2. Палеонтологические методы.....	34
3.2.1. Спорово-пыльцевой анализ.....	34
3.2.2. Диатомовый анализ	36
3.3. Геохронометрические методы.....	36
3.3.1. Датирование методом оптически стимулированной люминесценции.....	36
3.3.2. Варвохронологический метод	51
3.4. Геохимические методы	51

3.4.1. Рентгенофлуоресцентный анализ.....	51
3.4.2. Измерение концентраций углерода и азота.....	51
Глава 4. Результаты исследований и их интерпретация.....	52
4.1. Стратиграфия разреза Завод им. Свердлова	52
4.2. Варвохронология	65
4.3. ОСЛ-хронология.....	65
4.3.1. Мощности дозы.....	65
4.3.2. ОСЛ-возраст свердловских и мгинских отложений по кварцу	72
4.3.3. ОСЛ-возраст ленинградских и балтийских отложений по кварцу	74
4.3.4. ОСЛ-возраст свердловских, мгинских и микулинских/нижневалдайских отложений по калиевым полевым шпатам и полиминеральной фракции	75
4.3.5. Глубинно-возрастная модель мгинской толщи	76
4.4. Спорово-пыльцевой анализ	77
4.4.1. Спорово-пыльцевая диаграмма №1	77
4.4.2. Спорово-пыльцевая диаграмма №2	78
4.4.3. Корреляция диаграмм.....	84
4.5. Гранулометрический анализ.....	85
4.6. Геохимический анализ и магнитная восприимчивость	88
4.6.1. Солёность и происхождение органического вещества (ОВ).....	88
4.6.2. Аэробно-анаэробные (окислительно-восстановительные) условия	93
4.7. Диатомовый анализ	100
Глава 5. Продолжительность микулинского (эемского) межледниковья.....	104
Глава 6. Фазы развития Мгинского моря (по результатам изучения разреза Завод им. Свердлова)	111
6.1. Мариногляциальная фаза.....	111
6.2. Солонowodная (лагунная) фаза	114
6.3. Морская фаза.....	114
6.4. Регрессивная фаза.....	115
6.5. Озёрная фаза	115
6.6. Выводы	115
Глава 7. Корреляция фаз развития растительности и моря в Балтийском и Онежско-Ладожском регионах в последнем межледниковье.....	117
7.1. Хронология фаз развития растительности в эемском (микулинском) межледниковье в Северной Европе.....	117
7.2. Опорные разрезы эемских (мгинских) морских отложений в Балтийском и Онежско-Ладожском регионах	119
7.2.1. Онежское озеро	121

7.2.2. Ладожское озеро	123
7.2.3. Финский залив.....	125
7.2.4. Ботнический залив	131
7.2.5. Центральная Балтика	132
7.2.6. Нижняя Висла.....	133
7.2.7. Западная Балтика	137
7.3. Развитие Балтийского и Мгинского морей в последнем межледниковье	142
7.4. Установление морских условий в разных частях Балтики и Мгинского моря	147
7.5. Выводы	151
Заключение	152
Список сокращений и условных обозначений	155
Литература	156
Опубликованные материалы	156
Фондовые материалы	187

Введение

Актуальность темы исследования. Последнее (микулинское, эемское) межледниковье – этап истории Земли, близкий по климатическим характеристикам современной эпохе, голоцену. Точные временные границы последнего межледниковья – предмет научной дискуссии (Govin et al., 2015), – однако приблизительно оно соответствует морской изотопной стадии (МИС) 5e (LIGA Members, 1991; CAPE-LIP Members, 2006), которая датируется периодом 130–115 тыс. лет назад (Shackleton et al., 2002; Lisiecki and Raymo, 2005). Изучение палеогеографии межледниковий имеет большое значение, поскольку такие исследования позволяют нам лучше понять процессы, происходящие на планете в современную межледниковую эпоху. Особенную актуальность изучение предшествующих термохронов приобретает ввиду продолжающегося глобального потепления. Уже в наше время глобальная среднегодовая температура на земной поверхности более чем на 1°C превышает температуру доиндустриального периода, а к концу XXI века превышение, согласно разным сценариям, может составить от 1.5 до 5 °C (IPCC, 2022). При таком развитии событий климат планеты ещё больше будет соответствовать климату последнего межледниковья, в оптимальную фазу которого среднегодовая температура на 1–2 °C превышала современную (CAPE-LIP Members, 2006; Turney and Jones, 2010).

Начало последнего межледниковья характеризовалось стремительным эвстатическим повышением уровня Мирового океана до отметок выше современных на ~6 м (Murray-Wallace and Woodroffe, 2014). На северо-западе Восточно-Европейской равнины отложения межледниковой трансгрессии известны под названием *мгинской* толщи (Малаховский и др., 1989). Наибольшую мощность (до 30 м и более) мгинская толща имеет в Приневской низменности (Знаменская и Черемисинова, 1962). Здесь она представлена глинами и алевролитами с остатками раковин морских моллюсков. Межледниковые глины Приневской низменности имеют большое промышленное значение – глинистое сырьё используется для производства кирпича. Узнаваемые микулинские спектры ископаемой пыльцы (Знаменская, 1959; Лаврова и Гричук, 1960) делают мгинские морские отложения надёжным маркирующим горизонтом, имеющим принципиальное значение для расчленения плейстоценового разреза Северо-Запада европейской части России. Кроме того, отложения мгинской (бореальной, эемской) трансгрессии являются одним из надёжных глобальных достоверно синхронных уровней, позволяющих выполнять межрегиональные корреляции.

Настоящая работа основана на изучении морской межледниковой толщи в разрезе карьера завода «Эталон» (старое название «Завод им. Свердлова»), расположенного в центральной части Приневской низменности. Это единственный разрез на территории Северо-Запада европейской части России, где мгинская толща, а также подстилающие и перекрывающие её отложения

доступны для изучения в обнажениях, что открывает возможности для определения возраста границ и хроностратиграфического объёма мгинской свиты, установления основных этапов развития Мгинского моря, а также до- и постмгинских континентальных палеобассейнов, Большая мощность межледниковых отложений позволяет проследить вертикальную изменчивость палеогеографических индикаторов с максимальной детальностью.

Степень разработанности темы исследованиями. Существенный вклад в изучение проблемы хронологии и условий формирования мгинской морской межледниковой толщи в Приневской низменности внесли Н. В. Потулова, М. А. Лаврова, О. М. Знаменская, Е. А. Черемисинова, М. П. Гричук, Д. Б. Малаховский, Э. С. Плешивцева и А. Н. Молодьков.

Мгинская толща в Приневской низменности и на сопредельных территориях широко изучена. Применение спорово-пыльцевого и диатомового анализов позволило установить микулинский возраст мгинской толщи и выделить основные фазы развития Мгинского моря в последнем межледниковье, однако ряд палеогеографических методов (например, геохимический) не применялся для изучения данных отложений. Хронология формирования мгинской толщи также изучена недостаточно – из неё получено четыре ЭПР-датировки по раковинам моллюсков, которые, однако, не позволяют судить о её хроностратиграфическом объёме.

На территории Приневской низменности мгинские отложения подстилаются шоколадными ленточными глинами верхнемосковского возраста, которые формировались в приледниковом водоёме в течение двух стадиялов и разделяющего их каспийского интерстадиала. В интерстадиальных осадках впервые появляются солонководные диатомеи, что свидетельствует о проникновении морских вод в Мгинский бассейн. Несмотря на то что ленточные отложения, подстилающие мгинскую толщу, известны уже более 90 лет, их варвохронологические исследования не проводились.

Видовое и количественное разнообразие морских моллюсков в мгинской толще очень невелико по сравнению с синхронными ей отложениями бореальной и земской трансгрессий. Это связывается с широким распространением аноксических условий в придонных водах Мгинского моря, однако данные о хронологии развития аноксии в Мгинском бассейне отсутствуют.

Недостаточная изученность хронологии и условий формирования мгинской морской межледниковой толщи в Приневской низменности обусловила выбор объекта, предмета, цели и задач исследования.

Объектом исследования послужили глины, алевроиты и пески межморенной толщи Приневской низменности.

Предметом исследования являются геохронология и стратиграфия толщ, сложенных данными породами, а также палеогеография палеобассейнов, в которых данные толщи формировались.

Цель и задачи исследования. Целью работы является установление хронологического объёма мгинской толщи на территории Приневской низменности, реконструкция условий формирования осадков в Мгинском море и установление основных фаз его развития.

Для достижения поставленной цели были выполнены следующие задачи:

1. Сбор и обобщение всех опубликованных и фондовых данных об условиях формирования и возрасте отложений мгинской толщи.

2. Проведение полевых исследований с целью геологического описания разреза Завод им. Свердлова и отбора образцов из мгинской толщи для их последующего аналитического изучения.

3. Реконструкция истории развития растительности на территории Приневской низменности в микулинское межледниковье и позднемосковское время на основе результатов спорово-пыльцевого анализа.

4. Датирование межморенных отложений разреза Завод им. Свердлова с применением метода оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ).

5. Выявление основных этапов развития Приневского бассейна Мгинского моря на основе результатов диатомового анализа.

6. Уточнение характера осадконакопления в Приневском бассейне Мгинского моря на основе данных гранулометрического анализа.

7. Уточнение этапов развития Приневского бассейна Мгинского моря и реконструкция условий осадконакопления в его придонных водах на основе результатов геохимического анализа.

8. Корреляция фаз развития растительности последнего межледниковья в пределах Балтийского и Онежско-Ладожского регионов.

Методология и методы. Поставленные в рамках диссертационного исследования задачи выполнены с использованием геологических и палеогеографических методов, среди которых литологические (фациальный и гранулометрический анализы), палеонтологические (спорово-пыльцевой и диатомовый анализы), геохронометрические (ОСЛ-датирование и варвохронология) и геохимические (рентгенофлуоресцентный и CN- анализы) методы.

Научная новизна.

В процессе работы над диссертацией впервые:

– для изучения мгинской морской межледниковой толщи микулинского горизонта, а также подстилающих и перекрывающих её пород, использован комплекс методов: фациальный

анализ, спорово-пыльцевой анализ, ОСЛ-датирование, геохимический анализ, гранулометрический анализ, диатомовый анализ, варвохронология;

– для реконструкции относительных показателей солёности и насыщенности кислородом вод Мгинского моря и выделения фаз его развития использован геохимический метод;

– хронологические рамки микулинского межледниковья определены посредством построения байесовской глубинно-возрастной модели мгинской толщи на основе полученных ОСЛ-датировок;

– обоснована изохронность границы солоноводной и морской фаз развития Балтийского и Мгинского морей в последнем межледниковье на всей их акватории. Данный изохронный уровень использован для оценки времени запаздывания фаз развития растительности в северном и северо-восточном направлении относительно Центральной Европы.

Теоретическое и практическое значение. Настоящая работа вносит вклад в понимание продолжительности и интенсивности климатических изменений, происходивших в конце московского ледниковья и на протяжении микулинского межледниковья на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Хорошее согласие между результатами геохимического и диатомового анализов свидетельствует о перспективности применения геохимического анализа для реконструкции условий формирования морских межледниковых отложений наряду с традиционными спорово-пыльцевым и диатомовым методами. Показано, что совместное применение спорово-пыльцевого анализа, ОСЛ-датирования и байесовского моделирования является перспективным инструментом для определения временных границ климатостратиграфических подразделений позднего неоплейстоцена. Установление изохронности границы солоноводной и морской фаз развития Балтийского и Мгинского морей в последнем межледниковье на всей их акватории позволяет использовать данный уровень для более точной корреляции эемских (микулинских) разрезов в пределах Балтийского и Онежско-Ладожского регионов.

Личный вклад автора. Автором организованы и проведены полевые работы в карьере завода «Эталон» в 2020 и 2021 гг. В ходе полевых работ им выполнены расчистки обнажений и проведена их тщательная фотодокументация, произведены детальные литологические описания вскрытых пород, отобраны образцы на палинологический, диатомовый, геохимический, гранулометрический, макрофаунистический анализы и ОСЛ-датирование. Диссертантом выполнено ОСЛ-датирование 33 проб рыхлых отложений. Кроме того, 77 проб изучены методами геохимического (РФА и CN) и гранулометрического анализов. Автором выполнены варвохронологические исследования верхнемосковских отложений, произведена интерпретация

результатов всех анализов, разработана структура диссертационной работы, сформулированы основные научные положения и выводы.

Степень достоверности полученных результатов обусловлена обширным фактическим материалом, полученным автором по морским межледниковым отложениям Приневской низменности. Основные научные положения и выводы основаны на геохронологических данных (ОСЛ-датирование), а также данных спорово-пыльцевого, диатомового, геохимического, и гранулометрического анализов, полученных в аккредитованных лабораториях.

Апробация. Материалы и результаты работы докладывались и обсуждались на заседаниях кафедры геоморфологии Санкт-Петербургского государственного университета, а также на конференциях всероссийского и международного уровня, среди которых Всероссийская научная конференция (с международным участием) «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений», посвящённая 90-летию со дня рождения Л. Д. Сулержицкого (Москва, 2019 г.), Всероссийская научная конференция с международным участием «Марковские чтения 2020 года», посвящённая 115-летию со дня рождения академика К. К. Маркова (Москва, 2020 г.), 2-я всероссийская научная конференция, посвящённая памяти профессора А. А. Величко: «Пути эволюционной географии» (Москва, 2021 г.), 2-я всероссийская научная конференция (с международным участием) «Геохронология четвертичного периода – инструментальные методы датирования новейших отложений» (Москва, 2022 г.), 14-я международная конференция «Methods of absolute chronology» (Гливице, 2023 г.).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 23 работы: 9 статей (3 из них – в журналах из перечня ВАК и 6 – в рецензируемых журналах из базы данных Scopus) и 14 работ в сборниках материалов конференций. Кроме того, 2 статьи принято к публикации в журналы из базы данных Scopus.

Структура и объём работы. Диссертационная работа состоит из введения, 7 глав, заключения и списка литературы (398 наименований, из которых 264 на иностранных языках, 16 – фондовые материалы). Основной текст изложен на 155 страницах и содержит 50 рисунков и фотографий и 9 таблиц, список литературы занимает 33 страницы.

Основные научные результаты.

В рамках выполнения диссертационной работы применены авторские методические разработки по датированию рыхлых четвертичных отложений различного генезиса методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ), в том числе:

– датирование морских отложений последнего межледниковья по навескам зёрен кварца и калиевых полевых шпатов (КПШ);

– датирование плохо засвеченных водно-ледниковых отложений по навескам и отдельным зёрнам кварца и КПШ;

– датирование отложений различного генезиса по навескам зёрен кварца с высокими (> 200 Гр) эквивалентными дозами.

Данные разработки представлены в ряде публикаций:

1) *Зарецкая Н. Е., Талденкова Е. Е., Овсянян Я. С., Ручкин М. В., Баранов Д. В., Руденко О. В., Степанова А. Ю.* Первые данные о палеогеографических обстановках и хронологии последнего межледниковья на Зимнем берегу Белого моря // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 313–319 (стр. 314–315).

2) *Новиков И. С., Назаров Д. В., Михаревич М. В., Гладышева А. С., Ручкин М. В., Прудников С. Г.* К проблеме воздействия Азасского ледникового щита на формирование подпрудных озер в неоплейстоцене Тувы на примере Верхнехаральского палеоозера // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 5. С. 720–734 (стр. 723).

3) *Зарецкая Н. Е., Баранов Д. В., Ручкин М. В., Луговой Н. Н.* Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 898–913 (стр. 900–901).

4) *Nazarov D.V., Nikolskaia O.A., Gladysheva A.S., Zhigmanovskiy I.V., Ruchkin M.V., Merkuljev A.V., Thomsen K.J.* Evidence for the intrusion of marine Atlantic waters into the West Siberian Arctic during the Middle Pleistocene // *Boreas*. 2022. Vol. 51, No. 2. P. 402–425 (стр. 406–412).

5) *Nazarov D.V., Nikolskaia O.A., Zhigmanovskiy I.V., Ruchkin M.V., Cherezova A.A.* Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, ~60–35 ka // *Quaternary Science Reviews*. 2022. Vol. 289. 107614 (стр. 5).

6) *Zaretskaya N.E., Korsakova O., Molodkov A.N., Ruchkin M.V., Baranov D.V., Rybalko A., Lugovoy N.N., Merkuljev A.V.* Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments // *Quaternary International*. 2022. Vol. 632. P. 65–78 (стр. 68–69).

7) *Шварёв С. В., Зарецкая Н. Е., Ручкин М. В., Луговой Н. Н., Зазовская Э. П., Субетто Д. А.* Перекрестное ОСЛ- и ¹⁴C- датирование молодых субэдральных отложений Самбийского (Калининградского) полуострова // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 47–51 (стр. 48–50).

8) *Panin P.G., Filippova K.G., Bukhonov A.V., Karpukhina N.V., Kalinin P.I., Ruchkin M.V.* High-resolution analysis of the Likhvin loess-paleosol sequence (the central part of the East European Plain, Russia) // *Catena*. 2021. Vol. 205. 105445 (стр. 5).

Положения, выносимые на защиту.

1) Формирование мгинской морской межледниковой толщи на территории Приневской низменности происходило в течение палинозон M_2 – M_8 микулинского межледниковья в период с 133 ± 8 по 109 ± 7 тыс. лет назад. Нижняя граница микулинского горизонта в Приневской низменности приблизительно совпадает с верхней границей ленточно-слоистых глин свердловской свиты.

2) В развитии Мгинского моря выделяется четыре фазы: Мариногляциальная (палинозоны M_{s3} – M_{s1}), солоноводная (палинозоны M_2 – M_3), морская (палинозоны M_4 – M_6) и регрессивная (палинозоны M_6 – M_8). Проникновение морских вод в позднемосковский приледниковый бассейн на территории современной Приневской низменности произошло не позднее ~1100 лет до начала микулинского межледниковья. В период ~1030–350 лет до начала межледниковья Мгинское море могло испытать сильное опреснение, однако затем соединение с океаном восстановилось.

3) В начале палинозоны M_5 в придонных водах Мгинского моря установились аноксические условия, существование которых продолжалось до конца палинозоны M_8 . Недостатком кислорода в придонных водах объясняется скудность видового и количественного состава малакофауны в мгинской толще.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю В. Ю. Кузнецову и научным консультантам М. В. Шитову (ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург) и Д. В. Назарову (ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Выполнение работы было бы невозможно без результатов спорово-пыльцевого анализа, выполненного Е. С. Носевич (ФГБУ «ВСЕГЕИ») и диатомового анализа, выполненного З. В. Пушиной (ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Автор благодарит В. И. Дуданову (МГУ, Москва) за предоставленную возможность использования полученных ею результатов изучения магнитной восприимчивости. Ценные советы по методике датирования четвертичных образований методом ОСЛ были получены от Э. Мюррэя (Орхусский университет, Дания), Д. Брилла и Т. Раймана (Кёльнский университет, Германия). Измерение гранулометрического состава отложений и геохимический анализ были выполнены под руководством Ш. Опитца (Кёльнский университет, Германия). Автор благодарен Р. С. Шухвостову (МГУ) и П. Ю. Беляеву (ФГБУ "ВНИИОкеангеология", Санкт-Петербург) за участие в отборе образцов, А. В. Меркульеву (ФГБУ «ВСЕГЕИ») за определение фауны моллюсков, П. А. Косинцеву (ИЭРиЖ УрО РАН, Екатеринбург) за определение костей млекопитающего, а также И. В. Тимофеевой (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), В. Хансен, У. Томпсону (Датский технический университет, Дания), А. Зандер, Г. Кетгесу и Л. Дюнн (Кёльнский университет, Германия) за помощь в пробоподготовке для ОСЛ-датирования. Отдельной благодарности заслуживает начальник карьера завода «Эталон» С. В. Кривонос за содействие

при выполнении полевых работ. Автор благодарен Т. И. Перепеловой за помощь в переводе текста диссертационной работы на английский язык.

ОСЛ-датирование в Скандинавском центре люминесцентных исследований (DTU Risø Campus, Роскильд, Дания) выполнено при стипендиальной поддержке Правительства Дании в рамках соглашений о культурных связях. Люминесцентные, геохимические и гранулометрические исследования в Кёльнском университете (Кёльн, Германия) поддержаны стипендией, совместно финансируемой Немецкой службой академических обменов и Санкт-Петербургским государственным университетом в рамках программы «Дмитрий Менделеев».

Глава 1. Геолого-геоморфологическая характеристика территории

Приневская низменность, расположенная в бассейне Невы между Невской губой и Ладожским озером, является частью Предглинтовой низменности (рис. 1.1). С юга она ограничена Балтийско-Ладожским уступом (глинтом), а с севера Лемболовско-Токсовским камовым районом и Центральной возвышенностью Карельского перешейка. Приневская низменность представляет собой хорошо выраженную террасированную пониженную равнину с абсолютными отметками от 0 до 40 м и останцовыми возвышенностями высотой до 78 м. Она приурочена к дочетвертичной депрессии рельефа в зоне сочленения Балтийского кристаллического щита и осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. Основание Приневской низменности сложено вендско-кембрийскими осадочными породами мощностью до

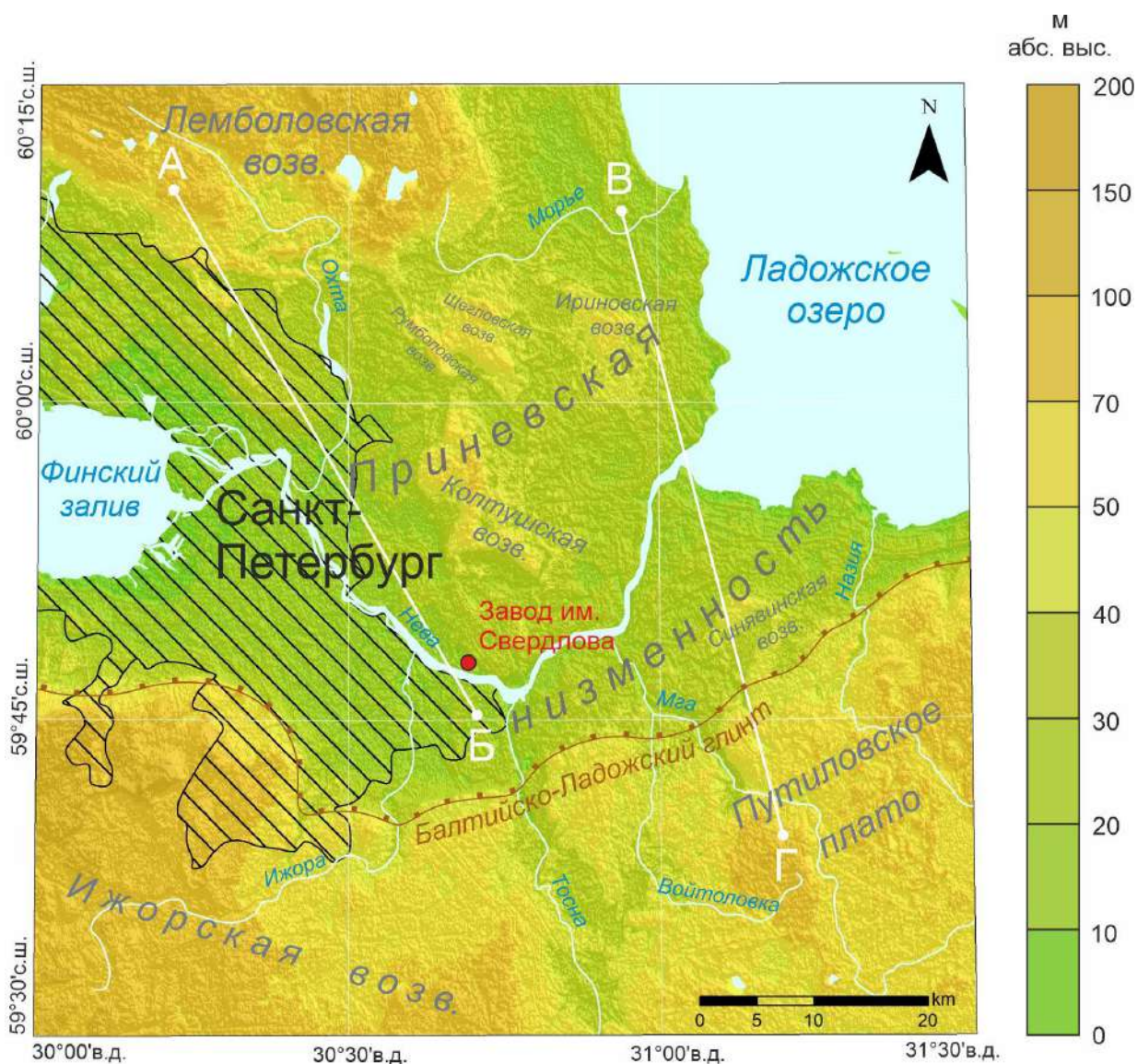


Рис. 1.1. Цифровая модель рельефа Приневской низменности и сопредельных районов (SRTM 1 Arc-Second). А–Б – примерное положение разреза на Рисунке 1.2., В–Г – примерное положение разреза на Рисунке 1.3.

400 м, залегающими субгоризонтально на понижающемся к югу кристаллическом фундаменте (Селиванова, 1962; Вербицкий и др., 2012). Дочетвертичные породы перекрыты четвертичными отложениями мощностью до 110 м и более (Насонова и др., 1995ф; Ауслендер и Плешивцева, 2011).

Четвертичный разрез в районе Приневской низменности сложен тремя моренами, двумя межморенными толщами и перекрывающими верхнюю морену позднеледниковыми и голоценовыми осадками (рис. 1.2, 1.3) (Яковлев, 1926; Ауслендер и Плешивцева, 2011). Верхняя (осташковская) и нижняя (московская) морены распространены практически повсеместно, за исключением некоторых участков размыва, в то время как нижняя морена встречается лишь спорадически, главным образом, в доледниковых понижениях и древних долинах (Ауслендер, 1998). Нижнюю морену большинство исследователей относят к вологодскому (днепровскому) горизонту, хотя надёжные данные для её корреляции отсутствуют (Ауслендер и Плешивцева, 2011). Осадки, перекрывающие вологодскую морену сложены, в основном, грубыми водноледниковыми образованиями (Ауслендер и Плешивцева, 2011). Межморенная московско-валдайская толща представлена верхнемосковским гляциолимнием и гляциомаринием, мгинским маринием, а также ниже- и средне- валдайскими озёрными и аллювиальными отложениями. Мгинская морская межледниковая толща микулинского возраста является маркирующим горизонтом, имеющим принципиальное значение для расчленения плейстоценового разреза. Межморенные морские отложения иного возраста на территории Приневской низменности отсутствуют. Завершают плейстоценовый разрез района позднеледниковые флювиогляциальные осадки и лимногляциальные отложения Балтийского ледникового озера (БЛО). Они, в свою очередь, перекрыты голоценовыми образованиями, представленными морскими отложениями Литоринового (в дельте р. Невы) и современного Балтийского морей (в прибрежной зоне Невской губы), осадками ладожской трансгрессии (в верхнем течении р. Невы), аллювием (в долинах рек) и озёрно-болотными органическими отложениями.

Рельеф Приневской низменности плоскоравнинный, со слабым наклоном поверхности к Финскому заливу и Ладожскому озеру. Равнина состоит из ряда террасовых ступенчатых уступов, образованных отложениями Балтийского ледникового озера, Литоринового моря, современного Балтийского моря и трансгрессии Ладожского озера. Помимо этого, в рельефе выражены пляжи, косы и береговые валы, отражающие этапы понижения уровня этих водоёмов. Наиболее высокие участки Приневской низменности представляют собой останцовые возвышенности, сложенные верхневалдайскими камовыми (Колтушская и Румболовская) и мо-

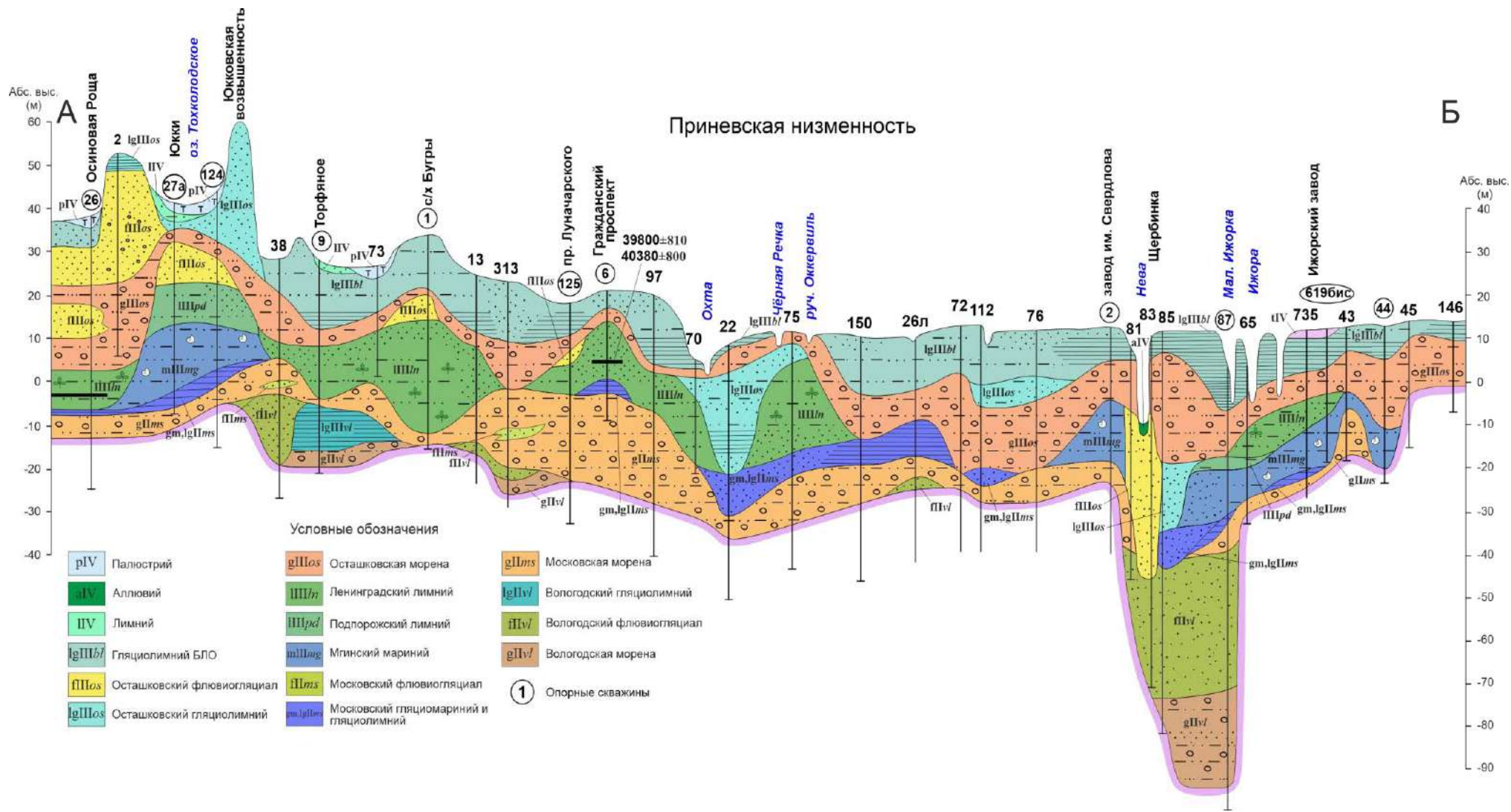


Рис. 1.2. Профиль четвертичной толщи через западную часть Приневской низменности (А–Б, рис. 1.1) (по Ауслендеру и Плешивцевой, 2011, с изменениями автора).

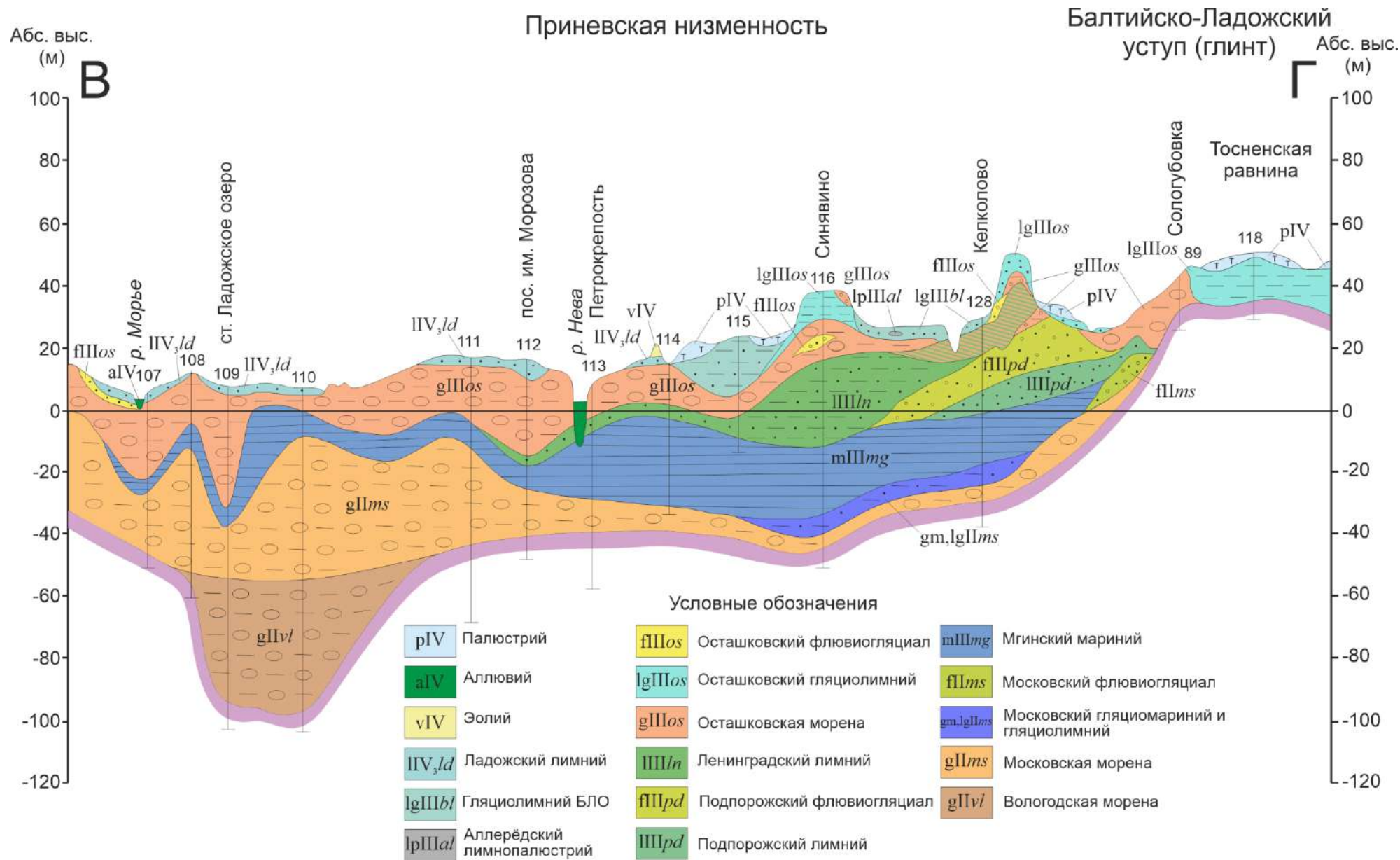


Рис. 1.3. Профиль четвертичной толщи через восточную часть Приневской низменности (В–Г, рис. 1.1) (по Насоновой и др., 1995ф, с изменениями автора).

ренными (Щегловская, Ириновская, Вагановская, Синявинская, Келколовская, Горы) образованиями (рис. 1.1). В полосе, примыкающей к глинту, нередки гляциодислокации в виде чешуеобразных блоков-надвигов (Насонова и др., 1995ф).

Важнейшим элементом рельефа Приневской низменности является долина р. Невы. Она имеет протяжённость 74 км, ширину от 400 до 1250 м, глубину до 24 м и крутые берега со средней высотой 6–9 м (Нежиховский, 1981). В долине р. Невы отсутствуют речные террасы и меандры, что отличает её от классических равнинных рек. В устьевой части она разветвляется на большое количество рукавов, образуя обширную дельту, которая, однако, является не аккумулятивной, а эрозионной формой рельефа. Она представляет собой «дельту вреза» (Насонова и др., 1995ф), протоки которой врезаны в морские и озёрно-ледниковые отложения. Своеобразие морфологии Невы объясняется её молодостью. Согласно классической гипотезе, она образовалась приблизительно 3350 кал.л.н. (Saarnisto, 2012) в результате прорыва водами ладожской трансгрессии моренного водораздела в районе современных Ивановских порогов (Ailio, 1915 в Дуданова и др., 2020). Существуют и альтернативные представления, в соответствии с которыми Нева существовала уже в начале голоцена (Верзилин и др., 1997; Дуданова и др., 2020).

Глава 2. Изученность межледниковых отложений Приневской низменности

2.1. Мгинская толща и мгинский разрез

В 1921 Н. В. Потулова (1921) в ходе геологической съёмки окрестностей Петрограда обнаружила в обнажении левого берега р. Мги, сразу ниже устья р. Войтоловки (рис. 2.1), чёрные слоистые глины с остатками раковин морских моллюсков (рис. 2.2). Первоначально она не встретила перекрывающую морские осадки морену, поэтому отнесла их к отложениям Иольдиевого моря. Дальнейшие более детальные исследования показали, что мгинская толща залегает между двумя моренными горизонтами (Потулова, 1922). В морских глинах обнаружены остатки раковин *Tellina (Macoma) calcarea*, *Yoldia (Portlandia) arctica*, *Mytilus edulis*, (определения Н. М. Книповича) и *Littorina littorea* (находка Е. Л. Абакумовой) (Потулова, 1922;

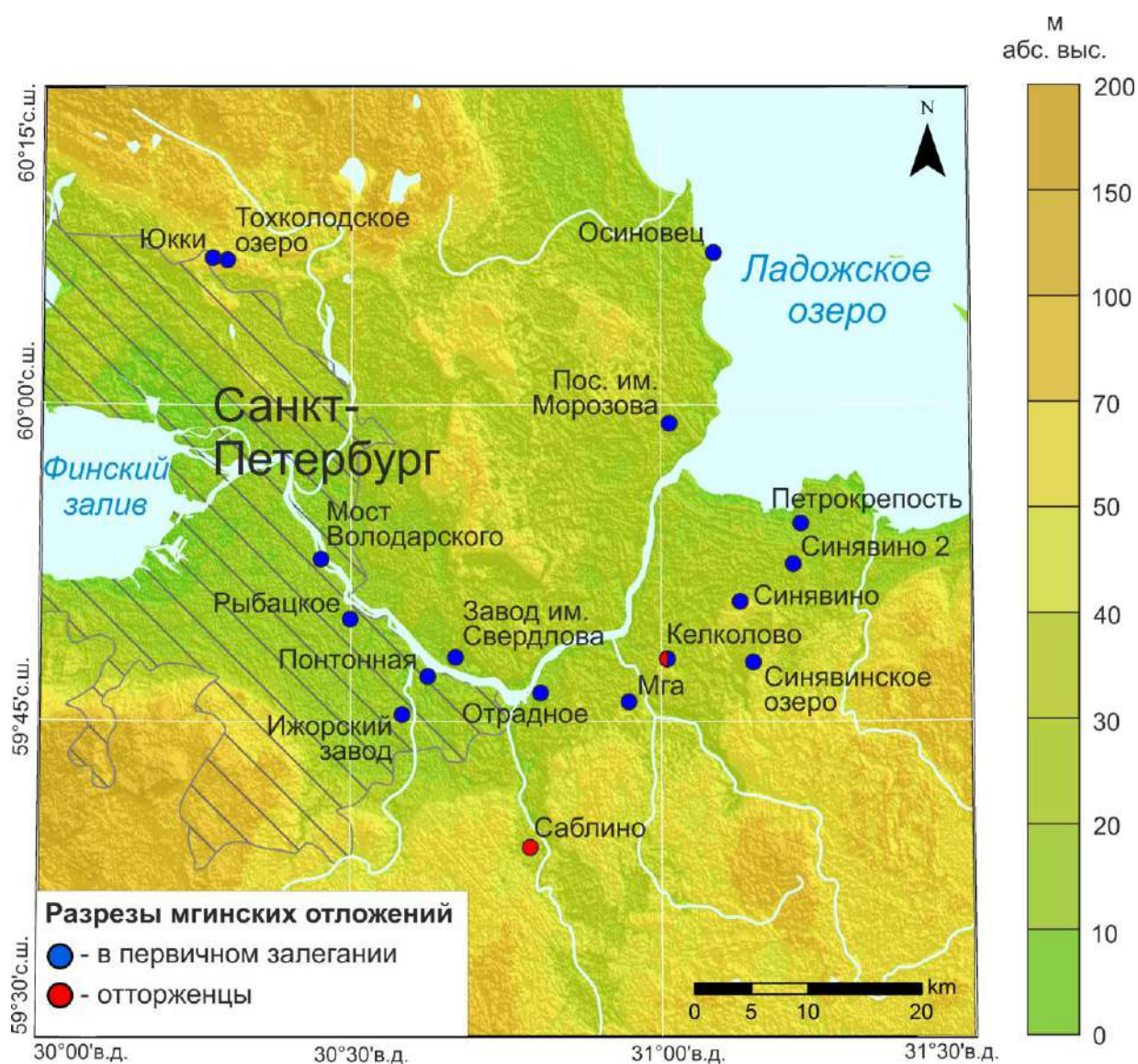


Рис. 2.1. Разрезы мгинских морских межледниковых отложений в Приневской низменности и сопредельных территориях.

1924). М. Э. Янишевский (1924), проводивший в 1923 году геологическую съёмку в рамках составления 10-вёрстной карты Европейской России заключил, что осадки с морской фауной в мгинском разрезе относятся к «доледниковому времени». С. А. Яковлев считал, что мгинские глины залегают между средней и нижней моренами Ленинграда и его окрестностей (Jakowleff, 1923; Яковлев, 1926). Среднюю морену он относил к датской стадии (15–11.5 тыс. лет назад), а нижнюю к более раннему оледенению неизвестного возраста. Н. В. Потулова (1924; 1932), также поместила мгинскую толщу между средней и нижней моренами Ленинграда, сопоставив её с миндель-рисским межледниковьем. Этим же возрастом она датировала отложения бореальной



Рис. 2.2. Мгинские морские межледниковые отложения с раковинами моллюсков в стратотипическом разрезе на левом берегу р. Мга, у железнодорожной станции «45 км», в 30 м ниже по течению пешеходного моста (фото автора).

трансгрессии на севере России и межледниковые морские отложения Европы.

М. Э. Янишевский (1931) первым однозначно указал на корреляцию мгинской толщи с росс-вюрмским межледниковьем. Кроме того, в керне скважины, пробуренной П. В. Кумпаном в 1925 году на правом берегу р. Мги, в 300 м ниже железнодорожного моста, он описал коричневые ленточные глины, подстилающую морские отложения. Выводы М. Э. Янишевского

поддержал В. З. Скороход (1932), изучивший большой объём малакофауны из мгинского разреза. Помимо видов, определённых ранее, он обнаружил в морских глинах остатки раковин *Yoldia arctica aestuariorum* (*Portlandia aestuariorum*), *Yoldia arctica siliqua* (*Portlandia siliqua*), *Cardium ciliatum* (*Ciliatocardium ciliatum ciliatum*), *Cardium* (*Cerastoderma*) *edule*, а также кости рыб семейства Cyprinidae (определение В. А. Штылько), остатки листьев семейства Cyperaceae и веточку дерева семейства Pinaceae (определение А. Н. Криштофовича). На основании изменения видового состава малакофауны по разрезу В. З. Скороход заключил, что на начальном этапе мгинский бассейн представлял собой опреснённый мелководный залив. Позднее он сменился бассейном морского типа с незначительной глубиной, уровень которого впоследствии постепенно понижался. Представления о рисс-вюрмском возрасте мгинской толщи поддержали многие исследователи (Лаврова, 1939; Герасимов и Марков, 1939; Горецкий, 1949). М. А. Лаврова (1939) сообщила о находке в отложениях мгинского разреза остатков раковин *Anomia* (*Heteranomia*) *squamula*, которые ранее не были описаны В. З. Скороходом.

И. М. Покровская (1936), получившая первые пыльцевые спектры мгинского разреза, пришла к заключению, что он характеризуется иными фазами развития растительности, чем известные в то время межледниковые отложения Ленинградской области. В совокупности с достаточно холодноводным комплексом малакофауны и диатомовых, это позволило ей сделать вывод об интерстадиальном характере морских отложений. Данную точку зрения разделяли ряд исследователей (Земляков, 1936; Сукачёв, 1936; Нуурра, 1937).

В. Занс (Zans, 1936) и Г. Брандер (Brander, 1937a,b) полагали, что межледниковая трансгрессия включала в себя два этапа: эемский и «портляндиевый». Согласно их взглядам, эемская трансгрессия существовала в раннюю, более тёплую, половину межледниковья (пыльцевые зоны с–i, Jessen and Milthers, 1928), в то время как портляндиевая трансгрессия соответствовала поздней, более холодной, его половине (пыльцевые зоны l–m, Jessen and Milthers, 1928). Исследователи считали, что мгинские глины формировались в портляндиевую стадию трансгрессии. В. Занс выдвинул гипотезу существования Балтийско-Беломорского морского соединения в портляндиевую стадию межледниковой трансгрессии. Несмотря на то, что идея о двухэтапной трансгрессии не подтвердилась, гипотеза существования Балтийско-Беломорского морского соединения в последнем межледниковье оказалась верной и получила дальнейшее развитие (Cleve-Euler, 1940 в Черемисинова 1959; Лаврова, 1946; 1948; Горецкий, 1949). В. Занс (Zans, 1936) и Г. Брандер (Brander, 1937a), а также Н. В. Анисимова (Шешукова, 1949) выполнили первые диатомовые исследования мгинского разреза. Более полные списки Г. Брандера и Н. В. Анисимовой включают по 100 видов, однако диатомовая флора, определённая

Н. В. Анисимовой, характеризуется меньшим количеством морских и большим разнообразием пресноводно-соленоводных видов (Шешукова, 1949).

С. А. Яковлев (1947; 1956) предложил свою схему оледенений и северных трансгрессий Русской равнины, согласно которой неоплейстоцен включает в себя четыре ледниковых периода и четыре межледниковья. Согласно его представлениям, мгинская толща формировалась в «4-ое новомежледниковье», существовавшее приблизительно 20 тыс. лет назад. Аналогичных представлений придерживались И. М. Покровская (1954) и Н. И. Апухтин (Апухтин и др., 1960 в Лаврова, 1962). В 1964 г. И. Е. Старик с соавторами (1964) опубликовали две радиоуглеродные даты, полученные по гумусу (36.5 ± 1.0 лет) и раковинам моллюсков (47.4 ± 1.4 лет) из глин мгинского разреза. Несмотря на то что даты конечные, учёные рассматривали их как минимальные ввиду высокой вероятности загрязнения образцов современным углеродом. Тем не менее, ряд исследователей посчитали полученные датировки достоверными. На их основании Н. И. Апухтин (Апухтин и Экман, 1967) скоррелировал мгинскую толщу с «молодо-шекснинским межледниковьем» А. И. Москвитина (1947) («3-е новомежледниковье» С. А. Яковлева (1947)), соответствовавшим, по мнению указанных авторов, интервалу времени 50–30 тыс. лет назад. Такой же точки зрения относительно возраста мгинских отложений придерживался А. И. Москвитин (1965).

В 1947 году О. М. Знаменская выполнила детальное изучение мгинского разреза. По скважине №3, пробуренной на правом берегу р. Мги, и обнажению №4 на левом берегу, ниже железнодорожного моста, она построила сводный геологический разрез (Знаменская, 1959). В скв. №3 морские межледниковые отложения подстилаются глинами и песками с ленточной слоистостью мощностью более 9 м. Мгинская толща с раковинами морских моллюсков и обрывками травы *Zostera marina* имеет мощность ~10 м и залегает на абсолютных отметках 0–10 м.

Е. А. Черемисинова (1952; 1959; 1960) выполнила диатомовый анализ образцов из разреза О. М. Знаменской. Диатомовая флора мгинского разреза чрезвычайно богатая (более 200 видов). На основании смены диатомовых комплексов по разрезу, Е. А. Черемисинова выделила четыре фазы развития Мгинского моря. Фаза I соответствует началу проникновения морских вод в приледниковое озеро. Она выделена в ленточных отложениях и названа *мариногляциальной* (Черемисинова, 1952). Комплекс диатомовых мариногляциальной фазы составляют пресноводные холодноводные и ряд морских видов. Преобладание бентосных диатомей свидетельствует о мелководности бассейна (около 20 м). Фаза II характеризуется условиями опреснённой морской лагуны глубиной не менее 30–40 м с преобладанием видов, обитающих при температуре вод 1–3°C и солёности 4–8‰. Она получила название *лагунной* фазы

(Знаменская и Черемисинова, 1962), или фазы *нижней лагуны* (Малаховский и др., 1969а). Фаза III соответствует слоям, в которых преобладают морские планктонные неритические и литоральные диатомеи, в то время как солоноводные и эвригалинные формы диатомовых исчезают. Данный комплекс свидетельствует о высокой солёности Мгинского моря (25–30‰) и глубине не менее 50–75 м. Это фаза *максимума морской трансгрессии* (Черемисинова, 1959), или *морская* фаза (Малаховский и др., 1969а) Мгинского моря. Фаза IV характеризуется исчезновением ряда планктонных морских диатомей и увеличением доли пресноводных, солоноводных и эвригалинных видов. Изменение диатомовых комплексов свидетельствует о регрессии Мгинского моря, которая началась во время климатического оптимума межледниковья (Лаврова, 1948; Черемисинова, 1952). Эта фаза развития мгинского бассейна носит название *начала регрессии моря* (Черемисинова, 1959), или *верхней лагуны* (Черемисинова, 1960). Определения раковин фораминифер в керне скважины №3 (Недешева, 1972) подкрепляют выводы, сделанные на основе диатомового анализа.

Спорово-пыльцевой анализ, выполненный Е. С. Малясовой, позволил заключить, что вскрытые скважиной №3 ленточные и мгинские отложения формировались в течение межледниковых пыльцевых зон b–g (по Jessen and Milthers, 1928) (Черемисинова, 1952). Однако, ключевую роль в установлении микулинского (эемского) возраста мгинской толщи сыграла спорово-пыльцевая диаграмма мгинского разреза, полученная М. П. Гричук (Знаменская, 1959). Она установила, что этапы развития растительного покрова, реконструированные в мгинских отложениях, схожи пыльцевым зонам последнего межледниковья, выделенным в Дании и Северной Германии (Jessen and Milthers, 1928). Кроме того, спорово-пыльцевая диаграмма мгинского разреза хорошо сопоставляется с диаграммами континентальных озёрно-болотных осадков днепровско-валдайского (микулинского) межледниковья на Русской равнине (Знаменская, 1959).

М. А. Лаврова (1961) выполнила обзор изученных на тот момент разрезов морских межледниковых отложений на севере Европы и СССР, заключив, что отложения бореальной, мгинской и эемской трансгрессий представляют собой единое геологическое образование. Она также впервые отметила, что осолонение Мгинского бассейна произошло в позднеледниковое время, в то время как в Польше и Северной Германии позднеледниковые морские отложения неизвестны. М. А. Лаврова выдвинула гипотезу, что в позднеледниковье морские воды могли поступать в Балтийское море через впадины тектонических озёр Венерн и Веттерн в Средней Швеции. В межледниковье в результате гляциоизостатического поднятия Средней Швеции и гляциоэвстатического повышения уровня Мирового Океана связь Балтики с Северным морем стала осуществляться через Датские проливы (Лаврова, 1962).

О. М. Знаменская и Е. А. Черемисинова (1962) выполнили обзор разрезов мгинских отложений. В числе прочего, они обратили внимание на резкую смену биоценозов диатомовых в начале регрессии Мгинского моря. По их мнению, такое резкое изменение режима бассейна может быть связано с более интенсивным поднятием западной части Финского залива в районе о. Прангли, что способствовало большей изоляции Мгинского бассейна.

И. С. Недригайлова с коллегами (1965ф) изучили обнажения №976 на правом берегу р. Мги, в 4.3 км к западу от железнодорожной станции Мга, в рамках геолого-гидрогеологической съёмки листа О-36-II масштаба 1:200 000. В спорово-пыльцевых спектрах мгинской толщи Р. А. Бичуриной выделены пыльцевые зоны микулинского межледниковья М₆–М₈. На основании диатомового анализа установлено, что морские отложения представлены лагунными фациями (диатомисты Е. А. Черемисинова и М. А. Травина).

В 1981–1982 гг. Ленинградская комплексная геологическая экспедиция производила бурение опорных разрезов четвертичных отложений для XI Международного геологического конгресса ИНКВА. В рамках этих работ выполнено геологическое и палеофитологическое изучение кернов скважины №ба, пробуренной на пойменной террасе левого берега р. Мги, у станции 45-ый км, в 1.5 км ниже железнодорожного моста, и скважины №б, заложенной на высокой террасе р. Мги, в 500 м севернее (Плешивцева и др., 1984ф; 2011а). Скважины дополняют друг друга, составляя сводный разрез четвертичной толщи. Мгинские глины и суглинки со створками *Portlandia arctica*, запахом сероводорода и растительными остатками встречены на абсолютных отметках -3 – 11 м. В них выделена полная последовательность региональных палинозон (РПЗ) микулинского межледниковья (М₁–М₈) (палинологи Г. С. Абакуменко, Э. С. Плешивцева). Мгинская толща подстилается коричневыми ленточными глинами мощностью ~13 м, в которых выделены пыльцевые зоны московского позднеледниковья М_{s1}–М_{s3} (по Д. Б. Малаховскому и др., 1969а). Результаты диатомового анализа (диатомист С. С. Горшкова) позволили исследователям заключить, что ленточные глины формировались в холодном пресноводном водоёме, который регрессировал в начале зоны М₁. Межледниковые отложения накапливались в Мгинском море в течение лагунной, морской и регрессивной фаз.

В 1980 г. Я.-М. К. Пуннингом по мгинским отложениям получена термолюминесцентная (ТЛ) дата ~71 тыс. лет (Малаховский и др., 1989). А. Н. Молодьков и И. И. Краснов (1998) опубликовали две даты (135.3±12.5 тыс. лет и 137.6±12.7 тыс. лет), полученные методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) по створкам раковин *Portlandia arctica* из мгинского разреза. Ещё одна ЭПР-дата, полученная А. Н. Молодьковым по раковинам морских моллюсков из обнажения на р. Мге, составляет 156.6±13.1 тыс. лет (Большаянов и др., 2016). А. В. Крылов (Большаянов и др., 2016) впервые обнаружил в глинах мгинского разреза раковины

пяти морских видов моллюсков: *Arctica islandica*, *Cerastoderma glaucum*, *Musculus niger*, *Modiolus modiolus*, *Macoma balthica*, – и четырёх пресноводных: *Margaritifera margaritifera*, *Pisidium amnicum*, *Corbicula fluminalis*, *Sphaericum solidum*.

Обобщающие обзорные работы по мгинским отложениям опубликованы Д. Б. Малаховским с соавторами (1969а; 1989). Гранулометрический и минералогический анализы мгинской толщи, выполненные Е. В. Рухиной (Малаховский и др., 1989) для нескольких разрезов (Рыбацкое, Синявино, Белое озеро (Апухтин и Саммет, 1967) и др.), показали, что её состав довольно однороден, с отсутствием ярко выраженного максимума в размере зёрен. Выход тяжёлой фракции в среднем менее 1%. Она представлена, в основном, рудными минералами (в среднем 86%). В нижних горизонтах в тяжёлой фракции преобладает сидерит (74–76%). Содержание роговой обманки падает снизу вверх в среднем на 5–9%. Лёгкая фракция представлена, главным образом, кварцем, полевыми шпатами, гидрослюдами и карбонатами.

Л. Иконен и И. Экман (Ikonen and Ekman, 2001) выполнили обзор разрезов с морскими микулинскими отложениями на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Кроме того, по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов разреза межледниковой толщи в Петрозаводске они заключили, что Балтийско-Беломорское морское соединение существовало в период с пыльцевых зон М₂–М₃ (*Pinus-Betula*) до начала зоны М₇ (*Picea-Pinus*) (палинолог Я. К. Еловичева).

С. Фундер с соавторами (Funder et al., 2002) выполнили обзорную работу по гидрографии и фауне моллюсков Балтийского моря, Балтийско-Беломорского морского соединения и Белого моря в последнем межледниковье. В то время как фауна морских моллюсков в эемских и бореальных отложениях указанного региона включает около 200 видов, в мгинской толще известно только 8 видов (без учёта находок А. В. Крылова): арктические *Ciliatocardium ciliatum*, *Portlandia arctica* и *Portlandia aestuariorum*, субарктические *Heteranomia squamula* и *Mytilus edulis*, бореальные *Cerastoderma glaucum* и *Littorina littorea* и повсеместный *Macoma calcarea*. По мнению исследователей, скудность фауны моллюсков, их концентрация в банках, высокое содержание органического вещества в осадках, редкость бентосных и прикреплённых диатомовых свидетельствуют о часто возникающих аноксических условиях в придонных водах Мгинского моря, которые прерывались периодами оксигенизации. С. Фундер заключил, что раковина моллюска, определённая В. З. Скороходом (1932) как *Cardium (Cerastoderma) edule*, в действительности является видом *Cerastoderma glaucum*. Кроме того, исследователи оценили, что Балтийско-Беломорское морское соединение существовало с начала зоны М₃ до конца зоны М₄ (палинолог Я. К. Еловичева), или ~ 2.5 тыс. лет согласно хронологии разреза Биспинген в Германии (Müller, 1974). Разница в оценках продолжительности существования Балтийско-

Беломорского пролива объясняется тем, что С. Фундер с соавторами определяли морской генезис отложений в петрозаводском разрезе по находкам моллюсков, а Л. Иконен и И. Экман – по составу диатомовых.

Ценные сведения по истории изучения мгинских отложений приведены в работах Э. С. Плешивцевой (2007ф; 2011б). Кроме того, Э. С. Плешивцева (2011а) отметила ряд региональных особенностей спорово-пыльцевых спектров мгинских отложений:

1) На северо-западе Ленинградской области в начале межледниковья отмечается чёткий, но незначительный и растянутый нижний максимум ели (*Picea*) с участием *Picea obovata*, *Picea abies* и присутствием пихты (*Abies*).

2) Оптимальная фаза микулинского межледниковья характеризуется двумя палинозонами – М₄₋₅ и М₆. В зоне М₄₋₅ кульминируют дуб (*Quercus*), вяз (*Ulmus*), орешник (*Corylus*) и ольха (*Alnus*), в то время как содержание пыльцы липы (*Tilia*) незначительно. На северо-западе Ленинградской области в зоне М₆ значительно участие ели. Особенностью мгинских отложений является второй максимум граба (*Carpinus*), который совпадает с зоной М₇. Его присутствие объясняется переотложением пыльцы граба из зоны М₆ в период регрессии Мгинского моря.

3) Верхний максимум ели наиболее ярко выражен в восточных и северо-восточных районах Ленинградской области, что говорит о распространении тёмнохвойно-таёжного комплекса растительности. В составе комплекса присутствует ель сибирская – *Picea obovata*. На северо-западе области верхний максимум ели часто совпадает с зоной граба – в этом случае выделяется зона М₆₋₇.

4) В начале межледниковья (зоны М₁–М₃) встречается пыльца галофитов, обитающих на морских побережьях: *Salsola kali*, *Salicornia herbaceae*, *Suaeda maritima*.

5) Присутствие гипоарктических элементов флоры: *Betula nana*, *Alnus fruticosus*, *Polygonum viviparum* и др., – в том числе, в оптимальную фазу.

6) Участие сибирских видов: *Pinus sibirica*, *Athyrium crenatum*, *Lonicera palassii*, *Cystopteris sudetica* и др.

2.2. Опорные разрезы мгинских отложений в Приневской низменности и на сопредельных территориях

2.2.1. Осиновец

В первой половине 1930-х гг. в акватории Ладожского озера со льда было пробурено 34 скважины по прямой линии от Осиновецкого маяка на расстояние 3 км на восток (рис. 2.1) (Краснов и Рейнеке, 1936). Ряд скважин вскрыли битуминозные глины и суглинки мощностью до 3 м с включениями вивианита, раковинами морских моллюсков и флорой морских диатомовых. Исследователи связывают с межморенными битуминозными отложениями часть

обнаруженных газопроявлений. Образцы мгинских отложений из двух скважин изучены Е. А. Черемисиновой (1952; 1957) на состав диатомовых водорослей. В диатомовом комплексе преобладают морские планктонные виды (до 99%), свидетельствующие о формировании межледниковых осадков в неритической зоне моря. Доминирующие виды диатомей и кремневых жгутиковых холодолюбивые.

2.2.2. Саблино

Е. А. Ансберг и О. М. Знаменская (1941) обнаружили межморенные морские глины с кровлей на отметке 32 м абс. выс. в окрестностях пос. Саблино (Ульяновка), южнее Балтийско-Ладожского глинта (рис. 2.1). Скважины №№ 42 и 43 были заложены по профилю, секущему водораздел рек Тосна и Саблинка от дер. Малое Гертово до дер. Козловка, несколько выше последней. В глинах обнаружены остатки раковин моллюсков *Portlandia* sp., *Yoldia (Portlandia) arctica* и *Tellina (Macoma) calcarea* (определения М. А. Лавровой). Диатомовая флора очень плохой сохранности, найденная в мгинских глинах, включает 27 видов, 93% из которых морские (Шешукова, 1949). Диатомовый комплекс свидетельствует о формировании отложений в прибрежной зоне морского бассейна. Д. Б. Малаховский с соавторами (1969а) на основании высокого гипсометрического положения мгинской толщи в Саблино пришли к выводу, что она здесь входит в состав ледникового отторженца.

2.2.3. Отрадное

Один из малоизвестных разрезов мгинской толщи изучен в рамках инженерно-геологических исследований, произведённых в 1956 г. в пос. Отрадное, на левом берегу р. Невы (рис. 2.1) (Ржонсницкая и Курочкина, 1959ф). Скважиной №700 здесь вскрыты морские отложения мощностью ~19 м на отметках -12 – 7 м абс. выс. Согласно результатам СПА, мгинская толща формировались в течение пыльцевых зон d-i (по Jessen and Milthers, 1928) (палинолог Л. С. Короткевич). Результаты диатомового анализа позволяют выделить в межледниковых отложениях лагунную, морскую и регрессивную фазы (диатомист И. А. Купцова).

2.2.4. Келколово

Мгинские отложения также были вскрыты скважиной №976 у подножия Келколовской возвышенности (рис. 2.1) в рамках комплексной инженерно-геологической съёмки масштаба 1:50 000 в 1958 г. (Соколова и др., 1959ф). На абсолютных отметках -15 – -2 м здесь встречены тёмно-серые и чёрные глины с включениями вивианита и раковинами моллюсков *Portlandia arctica* и *Mytilus edulis* (определения М. А. Лавровой). В спорово-пыльцевых спектрах мгинской толщи Е. С. Малясовой выделена сукцессия растительных сообществ: хвойные (сосновые) леса

→ хвойно-широколиственные леса → хвойные леса. В диатомовом комплексе преобладают морские и солоноводно-морские виды (диатомист М. А. Чижикова).

Более детально мгинские отложения Келколовской возвышенности изучены И. И. Красновым с соавторами (1995) в карьере по добыче песка для производства силикатного кирпича. Битуминозные глины с конкрециями вивианита и раковинами *Portlandia arctica* здесь встречены в виде гляциочешуй и отторженцев (рис. 2.3). В расчистке одной из таких



Рис. 2.3. Мгинские морские межледниковые отложения в Келколовском карьере (фото автора).

гляциочешуй определены спорово-пыльцевые спектры микулинского межледниковья (зоны М₆–М₈) (палинолог Э. С. Плешивцева). Диатомовый анализ показывает, что мгинские отложения формировались в условиях опреснения и регрессивной фазы Мгинского моря (диатомист В. А. Фёдорова). По раковинам *Portlandia arctica* А. Н. Молодьковым получена ЭПР-датировка 137.2±15.6 тыс. лет (Молодьков и Краснов, 1998).

2.2.5. Посёлок им. Морозова

В рамках комплексной инженерно-геологической съёмки масштаба 1:50 000 были обнаружены мгинские отложения в посёлке им. Морозова (рис. 2.1) (Соколова и др., 1959ф; Соколова и Мокриенко, 1960ф). Скважина №977 вскрыла глины с раковинами моллюсков *Yoldia (Portlandia) arctica* и *Mytilus* sp. (определение С. Л. Троицкого) и обугленными растительными остатками на отметках -24 – -16 м абс. выс. Мгинская толща подстилается ледничными глинами

коричневато-шоколадного цвета мощностью 3.5 м. По результатам СПА Е. С. Малясова выделила в межледниковых отложениях три фазы развития растительности: 1) нижнего максимума ели; 2) широколиственных пород (с подфазой дубовых лесов); 3) смешанных сосново-берёзовых лесов.

2.2.6. Рыбацкое

Классический разрез мгинской толщи изучен в районе с. Рыбацкое (рис. 2.1) (Лаврова и Гричук, 1960). Скважиной №47 пройдена вся четвертичная толща до кембрийских глин. В разрезе Рыбацкое мгинские отложения мощностью ~33 м лежат на абсолютных отметках -36 – -3 м (Лаврова и Гричук, 1960; Малаховский и др., 1969а) и подстилаются ленточными глинами мощностью ~2 м. Мгинская толща представлена преимущественно глинами с вивианитом, остатками раковин *Portlandia arctica*, *Tellina (Macoma) calcarea*, *Mytilus edulis*, травы *Zostera* и водорослей. Е. А. Черемисинова (Знаменская и Черемисинова, 1962) на основе диатомового анализа выделила в морских отложениях разреза Рыбацкое четыре фазы (снизу вверх): морской лагуны, моря, морской лагуны и литоральной зоны моря. Спорово-пыльцевой анализ разреза скважины №47 выполнен М. П. Гричук (Лаврова и Гричук, 1960). Диаграмма мгинской толщи в разрезе Рыбацкое типична для микулинской межледниковой эпохи (пыльцевые зоны М₂–М₈ выделены в работе В. П. Гричука (1961)). Наравне с диаграммой мгинского разреза, она имела решающее значение для окончательного решения вопроса возраста мгинской толщи. Пыльца и диатомовые изучались также в разрезе скважины №1, пробуренной на правом берегу Невы, в районе с. Рыбацкое (Соколова и др., 1959ф; Малясова, 1960). Полученные результаты, в целом, соответствуют данным по скважине №47.

2.2.7. Синявино 2

Мгинские отложения вскрыты скважиной №3361 в посёлке Синявино 2 (рис. 2.1) в рамках комплексной инженерно-геологической съёмки масштаба 1:50 000 в 1962–1963 гг. (Мокриенко и др., 1963ф). Суглинистая слоистая толща с раковинами *Portlandia* sp., *Mytilus edulis* и *Macoma* sp. (определения М. А. Лавровой) обнаружена на отметках -32 – -30 м абс. выс.

2.2.8. Синявинское озеро

В рамках комплексной инженерно-геологической съёмки масштаба 1:50 000 в 1962–1963 гг. мгинская толща вскрыта скважиной №3365 в двух километрах восточнее Синявинского озера (рис. 2.1) (Мокриенко и др., 1963ф). Суглинистые битуминозные слоистые отложения с остатками раковин морских моллюсков *Portlandia arctica*, *Mytilus edulis*, *Astarte borealis* и *Macoma calcarea* (определения М. А. Лавровой) встречены на абсолютных отметках 5–11 м. Раковины *Astarte borealis* в мгинской толще найдены впервые.

2.2.9. Володарский мост

Скважиной №1470 вскрыты мгинские отложения в Ленинграде (Санкт-Петербурге) у Володарского моста (рис. 2.1) (Усикова и Малясова, 1965; Малаховский и др., 1969а). Зеленовато-серые суглинистые гумусированные отложения с включениями вивианита и остатками раковин *Mytilus edulis*, *Portlandia arctica*, и *Macoma calcarea* (определения М. А. Лавровой) встречены на абсолютных отметках -24 – -20 м. В мгинской толще обнаружен диатомовый комплекс из 78 видов, среди которых преобладают морские и солоноводные. Она подстилается озёрно-ледниковыми осадками мощностью 2.5 м. В гляциолимнии преобладает пыльца перигляциальной флоры, в то время как в морских отложениях выделена фаза сосново-еловых лесов с участием берёзы и ольхи (палинолог Е. С. Малясова). По всей видимости, здесь представлены осадки начального этапа микулинского межледниковья (зона М₁).

2.2.10. Петрокрепость

В ходе геолого-гидрогеологической съёмки листа О-36-II масштаба 1:200 000 скважиной №7 вскрыты мгинские отложения к востоку от г. Петрокрепость (Шлиссельбург), в трёх километрах севернее посёлка Синявино 2 (рис. 2.1) (Недригайлова и др., 1965ф). Скважина прошла алевроитовые глины с включениями вивианита, растительных остатков и раковинами *Portlandia arctica* на абсолютных отметках -26 – -20 м. В мгинских глинах выделены все РПЗ микулинского межледниковья (М₁–М₈) (палинолог Р. А. Бичурина) (Плешивцева, 2011б). Створок диатомей в морских отложениях не обнаружено, что, по мнению Е. А. Черемисиновой, может быть объяснено их растворением в процессе осадкообразования.

2.2.11. Синявино

Д. Б. Малаховский с коллегами (1966ф; 1969а) описали мгинские отложения, перекрытые 55-метровой толщей валдайских отложений, в керне скважины №7, пробуренной на Синявинских высотах, близ верхней бровки уступа абразионной террасы, у бывшего с. Синявино, южнее торфоразработок (рис. 2.1). Согласно СПА, выполненному В. П. Гричуком, морские глины с растительными остатками, включениями вивианита, фауной моллюсков *Portlandia arctica*, *Mytilus edulis* и *Macoma calcarea* (определения М. А. Лавровой) и отпечатками травы *Zostera marina*, пройденные в интервале -29 – -11 м абс. выс., формировались во время пыльцевых зон М₂–М₈ микулинского межледниковья. Межледниковые отложения подстилаются осадками московского позднеледниковья, в котором выделены пыльцевые зоны М_{s1}–М_{s3} (нумерация сверху вниз). Зона М_{s3} характеризуется растительностью берёзовых редколесий с элементами перигляциальной флоры. Зона М_{s2} соответствует каспийскому интерстадиалу (Буслович и др., 1969) и подразделяется на три подзоны (снизу вверх): *a* – берёзы и сосны, *b* – ели и сосны, *c* – сосны и берёзы. Зона М_{s1} отвечает похолоданию, в спорово-пыльцевых спектрах которого

преобладает пыльца берёзы и перигляциальных растений. Е. А. Черемисинова, изучавшая диатомовые водоросли в керне скважины, выделила в морских отложениях три фазы развития Мгинского моря: 1) нижней лагуны с Мариногляциальной подфазой; 2) морскую; 3) верхней лагуны. Морские моллюски и диатомеи впервые появляются в отложениях каспянского интерстадиала.

2.2.12. Южки

Скважина №27а на Южковской возвышенности, к северу от Приневской низменности (рис. 2.1), вскрыла морские суглинки и супеси с раковинами моллюсков *Portlandia arctica*, *Macoma calcarea* (определения М. А. Лавровой) и отпечатками травы *Zostera* на абсолютных отметках 1–14 м (Малаховский и др., 1969а; Вишневская и др., 1973). Мгинская толща подстилается ленточными суглинками мощностью ~6 м. Согласно СПА, морские отложения формировались в течение пыльцевых зон М₃–М₈ (палинолог Е. С. Малясова). По данным диатомового анализа в разрезе Южки представлены осадки Мариногляциальной фазы, максимума трансгрессии и лагунные (диатомист Е. М. Вишневская).

2.2.13. Завод им. Свердлова

В начале 1980 гг. при поисковых работах на кембрийские глины сиверской свиты (подстилают четвертичную толщу района) на месторождении «Кирпичный завод им. Свердлова» (рис. 2.1) был пробурен ряд скважин, которые вскрыли плейстоценовые образования на полную мощность. КERN из трёх скважин (№№ 2, 8, 10) изучен Э.С. Плешивцевой с коллегами (Плешивцева и др., 1984ф; Плешивцева, 2023) при помощи спорово-пыльцевого и диатомового анализов. В наиболее полном разрезе (скв. №10) выше коренных пород был вскрыт ледниковый комплекс московского возраста, включающий в себя морену и перекрывающие её ленточные глины позднемосковского возраста мощностью ~ 10 м. Выше на абсолютных отметках -21 – -5 м согласно залегают мгинские морские глины микулинского горизонта, а венчают разрез Осташковская морена и гляциолимний БЛО. В ленточных глинах выделены пыльцевые зоны московского позднеледниковья М₁–М₃, а в мгинской толще – полная последовательность РПЗ микулинского межледниковья М₁–М₈ (палинолог Э. С. Плешивцева). Диатомовый анализ показал, что поступление морских солёных вод в приледниковое озеро началось в зоне М₂ (каспянский интерстадиал) (диатомист С. С. Горшкова). Смена комплексов диатомовых позволяет реконструировать все четыре фазы развития Мгинского моря: Мариногляциальную, лагунную, морскую и регрессивную.

Позже мгинская толща в пос. им. Свердлова была вскрыта карьером (Малаховский и др., 2000). О. К. Борисова и Е. Ю. Новенко (2014) выполнили спорово-пыльцевой анализ морских отложений и подстилающих их ленточных глин в одном из обнажений карьера, выделив в

мгинской толще пыльцевые зоны М₁–М₄. Позднеледниковые среднеплейстоценовые отложения они скоррелировали с климатической осцилляцией цайфен-каттегат Западной Европы. А. В. Крылов (Большаянов и др., 2016) обнаружил в мгинских глинах, вскрытых карьером, раковины 8 видов морских моллюсков: *Arctica islandica*, *Cerastoderma glaucum*, *Clinocardium ciliatum* (*Ciliatocardium ciliatum ciliatum*), *Macoma balthica*, *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, *Portlandia aestuvariorum*, *Portlandia siliqua*, – и пресноводного моллюска *Corbicula fluminalis*. По раковинам, отобраным на абсолютной отметке ~ -11 м, А. Н. Молодьковым получена ЭПР-датировка 109.8±9.4 тыс. лет.

В. И. Дуданова с соавторами (в печати) установили в верхней части мгинской толщи, вскрытой карьером, экскурс геомагнитного поля Блейк. По их данным, минералом носителем характеристической компоненты намагниченности в морских межледниковых отложениях является сингенетический грейгит, образовавшийся в результате жизнедеятельности магнитотактических бактерий. Начало экскурса Блейк соответствует палинозоне М₆₋₇ и совпадает с максимумом мгинской трансгрессии и началом регрессии Мгинского моря (Дуданова, 2023). Продолжительность экскурса Блейк оценивается В. И. Дудановой в 3–6 тыс. лет.

2.2.14. Тохколодское озеро

Скважина №124 на юго-восточном берегу Тохколодского озера (рис. 2.1) была пробурена в 1981–1982 гг. в рамках бурения опорных разрезов четвертичных отложений для XI Международного геологического конгресса ИНКВА (Плешивцева и др., 1984ф). Суглинки и супеси с фауной морских моллюсков встречены на абсолютных отметках 3.5–19.5 м. Они подстилаются 5-метровой толщиной ленточных тонкослоистых глин. В мгинских отложениях выделены РПЗ микулинского межледниковья М₁–М₈ (палинолог Э. С. Плешивцева). На основании результатов диатомового анализа (диатомист С. С. Горшкова) можно выделить морскую и регрессивную фазы развития Мгинского моря. В перекрывающих мгинскую толщу песках развита пресноводная диатомовая флора.

2.2.15. Ижорский завод

На территории Ижорского завода в Колпино (рис. 2.1) в разные годы было пробурено более тысячи инженерно-геологических скважин (Ауслендер и др., 2001ф). Скважина №619-бис вскрывает мгинскую толщу с остатками раковин моллюсков на абсолютных отметках -24 – -7 м. Э. С. Плешивцева выделила в морских отложениях РПЗ М₃–М₆.

2.2.16. Понтонная

Скважина №87-бис, пробуренная южнее железнодорожной станции Понтонная, на левом берегу р. Малая Ижорка (рис. 2.1), прошла разноразмерные илистые пески с детритом раковин

морских моллюсков на глубине 31.5–25 м (Ауслендер и др., 2001ф). По данным С. С. Горшковой, в мгинской толще обнаружено 111 видов диатомовых, среди которых 80 морских и 25 пресноводных. По разрезу прослеживаются основные этапы развития Мгинского моря. По результатам СПА в межледниковых отложениях выделены пыльцевые зоны М₃–М₈ (палинолог Э. С. Плешивцева).

Глава 3. Методы исследований

Для установления хронологического объёма мгинской толщи на территории Приневской низменности и установления основных этапов развития Мгинского моря, был применён комплекс методов, среди которых литологические, палеонтологические, геохронометрические и геохимические.

3.1. Литологические методы

3.1.1. Структурно-геологический и текстурный анализы

Структурно-геологический и текстурный анализы отложений в карьере завода им. Свердлова применялись для расчленения разреза вскрытой четвертичной толщи на пакки с дальнейшим выделением стратиграфо-генетических подразделений. Для этого в стенках карьера закладывались ступенчатые расчистки, в которых производились описание, фотодокументация и опробование разреза. При описании разреза фиксировалась ориентировка расчистки, отмечались цвет и влажность породы, размер зёрен, характер слоистости, включения, вторичные изменения породы. Особое внимание уделялось характеру контактов между пачками для установления возможных перерывов в осадконакоплении; замерялись высотные отметки контактов. Кроме того, документировались пликативные и дизъюнктивные нарушения первоначального залегания пород с установлением их ориентации в пространстве.

3.1.2. Гранулометрический анализ

Гранулометрический анализ выполнен для 77 образцов, отобранных в карьере завода им. Свердлова из межморенных отложений на абсолютных отметках от -21.9 до -1.5 м абс. выс. Измерения выполнены автором в Институте географии Кёльнского университета (Кёльн, Германия) под руководством Ш. Опитца. Для измерений использовался лазерный дифракционный анализатор размера частиц Beckman Coulter LS 13320 (<2 мм, Beckman Coulter Inc., США). Перед анализом образцы обрабатывались раствором H₂O₂ (30%) для удаления органических остатков и 0.5 Н раствором (55.7 г/л) Na₄P₂O₇ для дезинтеграции агрегатов частиц. Расчёт параметров распределения размеров зёрен выполнен в программе GRADISTAT v9.1 (Blott and Rue, 2001). Для классификации частиц по размеру используется модифицированная классификация Уддена-Вентворта (Udden, 2014; Wentworth, 1922). Значения статистических параметров: среднего, сортировки, асимметрии и эксцесса рассчитаны согласно Р. Фолку и У. Варду (Folk and Ward, 1957).

3.2. Палеонтологические методы

3.2.1. Спорово-пыльцевой анализ

3.2.1.1. Методика спорово-пыльцевого анализа

Спорово-пыльцевой анализ образцов из межморенных отложений карьера завода им. Свердлова выполнен Е. С. Носевич (ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Пробоподготовка осуществлялась по расширенной методике В. П. Гричука (Гричук и Заклинская, 1948). Пробы массой 80–150 г обрабатывались раствором пиррофосфата натрия ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) для дезинтеграции глинисто-алевритовых частиц, после чего подвергались центрифугированию в тяжёлой жидкости (2.28–2.30 г/см³). Полученные образцы изучались с использованием микроскопа Olympus CX31P. Фотографии препаратов сделаны камерой Zeiss 105 Axiocam. Интерпретация пыльцевых зёрен выполнена с использованием опубликованных руководств (Покровская, 1950; Куприянова и Алёшина, 1972; 1978; Moore et al., 1994). Спорово-пыльцевые диаграммы построены в программе TILIA v3.7 (E. C. Grimm).

3.2.1.2. Межрегиональная корреляция фаз развития растительности

Развитие растительности в Восточной, Центральной и Западной Европе во время последнего межледниковья подчинялось одним и тем же закономерностям. В начале межледниковья широкое распространение получили берёзовые и хвойные леса. В оптимальную фазу они сменились смешанными и широколиственными лесами с преобладанием дуба (*Quercus*), вяза (*Ulmus*), лещины (*Corylus*), ольхи (*Alnus*), липы (*Tilia*) и граба (*Carpinus*). В конце межледниковья широколиственные ассоциации снова заместились таёжной растительностью. Этапы развития растительного покрова, характеризующиеся приблизительно постоянным составом доминантных видов, выделяются в пыльцевые зоны. Первая схема пыльцевых зон для последнего межледниковья была составлена К. Йессеном и В. Мильтерсом (Jessen and Milthers, 1928) на основании изучения разрезов Ютландии и северо-запада Германии. Впоследствии похожие схемы были разработаны для многих регионов Европы (Zagwijn, 1961; Гричук, 1961; Selle, 1962; Девятова, 1982; Menke and Tynni, 1984; Mamakova, 1988; Liivrand, 1991; Eriksson, 1993). Выделенные зоны уверенно распознаются на спорово-пыльцевых диаграммах региона и могут сопоставляться с зонами других регионов. Схема корреляции пыльцевых зон для некоторых регионов представлена в Таблице 3.1.

Корреляция пыльцевых зон осложняется региональными особенностями развития растительности. Так на Восточно-Европейской равнине в начале межледниковья выделяется зона ели (*Picea*) (Гричук, 1961), в то время как в западноевропейских схемах она отсутствует. Это говорит о медленном продвижении еловых лесов на запад. В южных разрезах Западной Европы в начале межледниковья появляется небольшой максимум можжевельника (*Juniperus*) (Woillard,

Таблица 3.1. Корреляция пыльцевых зон эемского (микулинского) межледниковья между регионами Европы (по Menke and Tunni, 1984; Liivrand, 1991; Zagwijn, 1996; Kristensen et al., 2000; Velichko et al., 2005; Head et al., 2005).

Нидерланды (Zagwijn, 1961)	Дания (Jessen and Milthers, 1928; Andersen, 1975)	Северо-запад Германии (Selle, 1962)	Западная и Центральная Европа (Menke and Tunni, 1984)	Польша (Mamakova, 1988; 1989)	Эстония (Liivrand, 1991)	Восточно- Европейская равнина (Гричук, 1961; Velichko et al., 2005)
E6b <i>Pinus</i>	E7 (i) <i>Pinus</i>	VI <i>Pinus</i>	E7 <i>Pinus</i>	E7 <i>Pinus</i>	E8 <i>Pinus</i>	M8 <i>Pinus-Picea-Betula</i>
E6a <i>Picea</i>	E6 (h) <i>Picea-Pinus-Alnus</i>	Vb <i>Pinus-Picea-Abies</i>	E6 <i>Pinus-Picea-Abies</i>	E6 <i>Picea-Abies-Alnus</i>	E7 <i>Picea</i>	M7 <i>Picea</i>
		Va <i>Pinus-Picea-Carpinus</i>				
E5 <i>Carpinus</i>	E5 (g) <i>Picea-Carpinus-Alnus</i>	IV <i>Carpinus</i>	E5 <i>Carpinus-Picea</i>	E5 <i>Carpinus-Corylus-Alnus</i>	E6 <i>Carpinus</i>	M6 <i>Carpinus</i>
E4b <i>Taxus</i>	E4 (f) <i>Quercus-Corylus-Alnus</i>	IIIc <i>Tilia-Ulmus-Corylus</i>	E4b <i>Corylus-Taxus-Tilia</i>	E4 <i>Corylus-Quercus-Tilia</i>	E5 <i>Tilia</i>	M5 <i>Tilia-Quercus-Ulmus</i> (вторая половина максимума <i>Corylus</i>)
E4a <i>Corylus</i>		IIIb <i>Corylus</i>	E4a <i>Quercetum mixtum-Corylus</i>			
E3b <i>Quercus-Corylus</i>		IIIa <i>Corylus-Quercetum mixtum</i>				
E3a <i>Quercus</i>	E3 (e) <i>Quercus-Fraxinus</i>	IIb <i>Pinus-Quercetum mixtum</i>	E3 <i>Pinus-Quercetum mixtum</i>	E3 <i>Quercus-Fraxinus-Ulmus</i>	E3 <i>Pinus-Betula-Quercus-Ulmus</i>	
E2b <i>Pinus-Quercus</i>						
E2a <i>Pinus-Ulmus</i>	E2 (d) <i>Betula-Pinus-Ulmus</i>	IIa <i>Pinus-Betula</i>	E2 <i>Pinus-Betula</i>	E2 <i>Pinus-Betula-Ulmus</i>	E2 <i>Pinus-Betula</i>	M3 <i>Pinus-Betula</i> (<i>Quercus-Ulmus-Corylus</i>)
				E1 <i>Pinus-Betula</i>		
E1 <i>Betula-Pinus</i>	E1 (c) <i>Betula</i>	I <i>Betula</i>	E1 <i>Betula</i>		E1 <i>Betula-Pinus</i>	M2 <i>Betula</i>
						M1 <i>Picea</i>

1978; Menke and Tunni, 1984). Ещё одним отличием межледниковых разрезов Западной и Центральной Европы является широкое участие тисса (*Taxus*) и пихты (*Abies*) в составе лесных сообществ (Гричук, 1982; Menke and Tunni, 1984). Эти породы распространялись на восток до Великопольской низменности и Восточных Карпат (Гричук, 1982).

Следует учитывать, что корреляция пыльцевых зон, приведённая в Таблице 3.1, приближительна, поскольку их границы асинхронны, особенно в первую половину межледниковья (Чепурная, 2009а,б). Это связано как с климатическим градиентом, так и с расстоянием от рефугиумов. По данным А. А. Чепурной (2009а,б) на территории Восточно-Европейской равнины запаздывание смены фаз развития растительности в первой половине межледниковья происходило в северо-восточном направлении. При этом разница в длительности существования широколиственных лесов в юго-западных и северо-восточных районах Восточно-Европейской равнины могла достигать 2–4 тыс. лет.

3.2.2. Диатомовый анализ

Диатомовый анализ 77 образцов из межморенных отложений разреза Завод им. Свердлова выполнен З. В. Пушиной (ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Образцы для исследований были подготовлены по стандартной методике обработки осадков в целях изучения диатомей (Жузе и др., 1974). Препараты были заключены в специальную среду (среда Эляшева с показателем преломления $n = 1,67-1,68$) на предметных стёклах. Полученные постоянные препараты исследовались при помощи биологического микроскопа в проходящем свете с увеличением в 1500 раз.

3.3. Геохронометрические методы

3.3.1. Датирование методом оптически стимулированной люминесценции

3.3.1.1. Физические основы метода

Метод оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) относится к дозиметрическим методам датирования, т.е. методам, которые в качестве геохронометра используют природные дозиметры – минералы, способные накапливать поглощённую энергию радиоактивного излучения. К числу дозиметрических методов датирования также относятся метод электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) и другие люминесцентные методы: термолюминесцентный (ТЛ), радиофлуоресцентный (РФ) и фотолюминесцентный (ФЛ). При датировании ОСЛ-методом в качестве минералов-дозиметров обычно используются кварц и калиевые полевые шпаты (КПШ), хотя существуют также исследования, посвящённые датированию плагиоклазов (Krause et al., 1997; Barré and Lamothe, 2010; Sohbaty et al., 2013), циркона (Smith, 1988), кальцита (Liritzis, 1994; Liritzis et al., 1997) и других минералов.

Способность кристаллов кварца и КПШ к люминесценции объясняется в рамках зонной теории твёрдого тела, согласно которой спектр энергии электронов в кристаллической решётке

имеет зонный характер (рис. 3.1). Это значит, что электроны могут иметь любую энергию в некоторых «дозволенных» интервалах (дозволенных зонах), отделённых друг от друга «запрещёнными» промежутками. В каждой зоне может разместиться конечное число электронов. Зону, заполненную электронами, называют *валентной зоной*, а пустую зону – *зоной проводимости*. В проводниках валентная зона и зона проводимости перекрываются, поэтому они образуют одну общую зону, заполненную электронами лишь наполовину. Таким образом, в проводниках электроны могут свободно перемещаться. В полупроводниках и диэлектриках (изоляторах) между валентной зоной и зоной проводимости расположена *зона запрещённых значений*, или *запрещённая зона*. В полупроводниках ширина запрещённой зоны составляет менее 2 эВ. Это означает, что электроны, обладающие большей энергией, могут проникать в зону

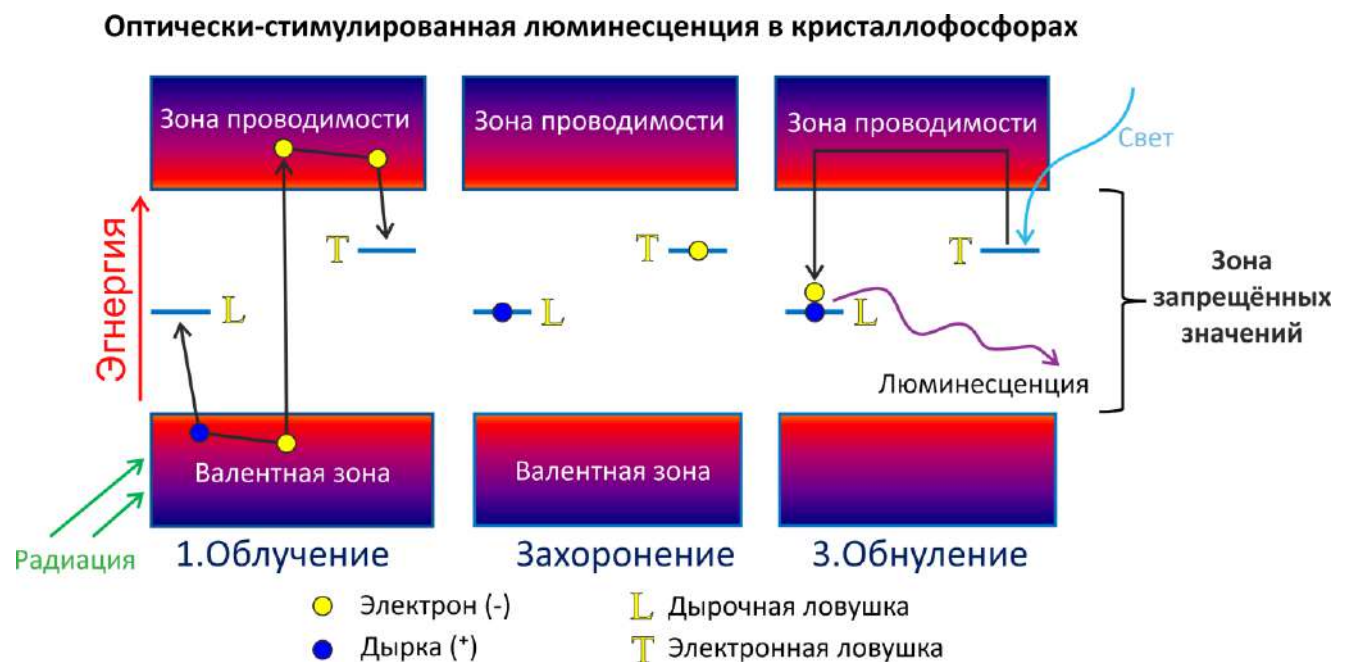


Рис. 3.1. Принципиальная схема ОСЛ в кристаллофосфорах (Aitken, 1985, с дополнениями).

проводимости. В диэлектриках ширина запрещённой зоны более 2 эВ, поэтому для её преодоления электронам требуется значительная энергия, что препятствует возникновению в диэлектриках электрического тока при обычной температуре (Ашкрофт и Мермин, 1979).

Кварц и полевые шпаты относятся к диэлектрикам, так как в кварце ширина запрещённой зоны $\sim 11,7$ эВ (Лысаков, 2003), а в полевых шпатах – $\sim 7,7$ эВ (Jain and Ankjærsgaard, 2011). В обычном состоянии электроны имеют низкую энергию и не могут преодолеть запрещённую зону, однако при воздействии радиации, состоящей из α - и β -частиц, а также γ -лучей, атомам передаётся энергия излучения. При этом протекают различные физические процессы (ионизация, эффект Комптона и др.), завершающиеся образованием электронно-дырочных пар с высокой энергией и выделением тепла. Электроны (отрицательные заряды), освободившиеся от атомов, оставляют позади себя пустые места, называемые дырками (положительные заряды). Эти заряды

могут свободно перемещаться по кристаллической решётке (Вагнер, 2006). Основными источниками радиации в природе являются ^{238}U , ^{232}Th , ^{235}U и продукты их распада, а также ^{40}K , ^{87}Rb и космическое излучение. Данные радионуклиды присутствуют в большем или меньшем количестве в любых породах. ^{40}K и изоморфно замещающий его ^{87}Rb входят в кристаллическую решётку полевых шпатов, поэтому часть энергии их распада поглощается внутри самих кристаллов.

Природные кристаллы минералов содержат дефекты кристаллической решётки. Первичные нарушения возникают в процессе формирования кристалла, вторичные – на более поздней стадии. Наиболее часто встречаются такие дефекты как *вакансии* – незанятые ионами узлы кристаллической решётки – и *междоузельные атомы* – лишние ионы в междоузлиях кристаллической решётки (Ашкрофт и Мермин, 1979). Такие нарушения характеризуются дефицитом положительного или отрицательного заряда и являются *ловушками* для свободных зарядов, перемещающихся по кристаллической решётке. Дырки, движущиеся по кристаллической решётке, быстро захватываются дырочными ловушками, представляющими собой дефекты с дефицитом положительного заряда в кристалле (рис. 3.1) (Вагнер, 2006). Электроны, которые приобрели высокую энергию благодаря радиационному воздействию, способны преодолевать запрещённую зону и проникать в зону проводимости. Свободно перемещаясь в зоне проводимости, они попадают в электронные ловушки – нарушения в кристаллической решётке с дефицитом отрицательного заряда (рис. 3.1).

Ловушки могут различаться по глубине, при этом глубина ловушки равна величине энергии, которую должен затратить электрон, чтобы попасть в неё. На схеме оптически стимулированной люминесценции в диэлектриках (рис. 3.1) глубина ловушки определяется расстоянием от неё до зоны проводимости (валентной зоны). Чем глубже ловушка, тем стабильнее находящийся в ней электрон, так как для покидания такой ловушки он также должен обладать значительной энергией. Такую энергию электрон может получить в результате нагревания, облучения светом или радиацией. При покидании ловушек электроны снова попадают в зону проводимости. Часть из них затем достигает *центров рекомбинации*, где они рекомбинируют с дырками и возвращаются в валентную зону. При этом выделяется энергия в виде тепла и/или света (Aitken, 1985) (рис. 3.1). Центры рекомбинации, в которых происходит выделение света, называются *центрами свечения*, или *центрами люминесценции*.

ОСЛ-сигналы кварца и КПШ, которые используются для датирования, относятся к *антистоксовской люминесценции* (согласно правилу Стокса (Stokes, 1852), спектр излучения всегда расположен в более длинноволновой области, чем спектр поглощения). Стимуляция люминесценции в кварце чаще всего осуществляется синим (~465 нм) (Bøtter-Jensen et al., 1999)

или зелёным (~520 нм) (Huntley et al., 1985) светом, в то время как максимальная интенсивность излучения регистрируется в ультрафиолетовой (УФ) области (~365 нм) (Huntley et al., 1991). В КПШ стимуляция осуществляется инфракрасным (ИК) светом (~850 нм) (Hütt et al., 1988), а люминесцентный сигнал детектируется в фиолетовом диапазоне (~410 нм) (Huntley et al., 1991).

Регистрация люминесцентного сигнала производится с помощью фотоэлектронного умножителя (ФЭУ). Для предотвращения попадания в ФЭУ фотонов стимулирующего излучения используются оптические светофильтры с узкой областью прозрачности. После регистрации натуральный ОСЛ-сигнал сравнивается с сигналами лабораторных доз ионизирующего излучения. Для этого образец последовательно облучается разными дозами радиации и строится кривая зависимости интенсивности ОСЛ от дозы. *Палеодоза*, или *эквивалентная доза*, рассчитывается посредством проецирования натурального сигнала на эту кривую.

Первичное накопление люминесцентного сигнала в природных кристаллах минералов происходит после из образования из магматического расплава (рис. 3.2). При разрушении

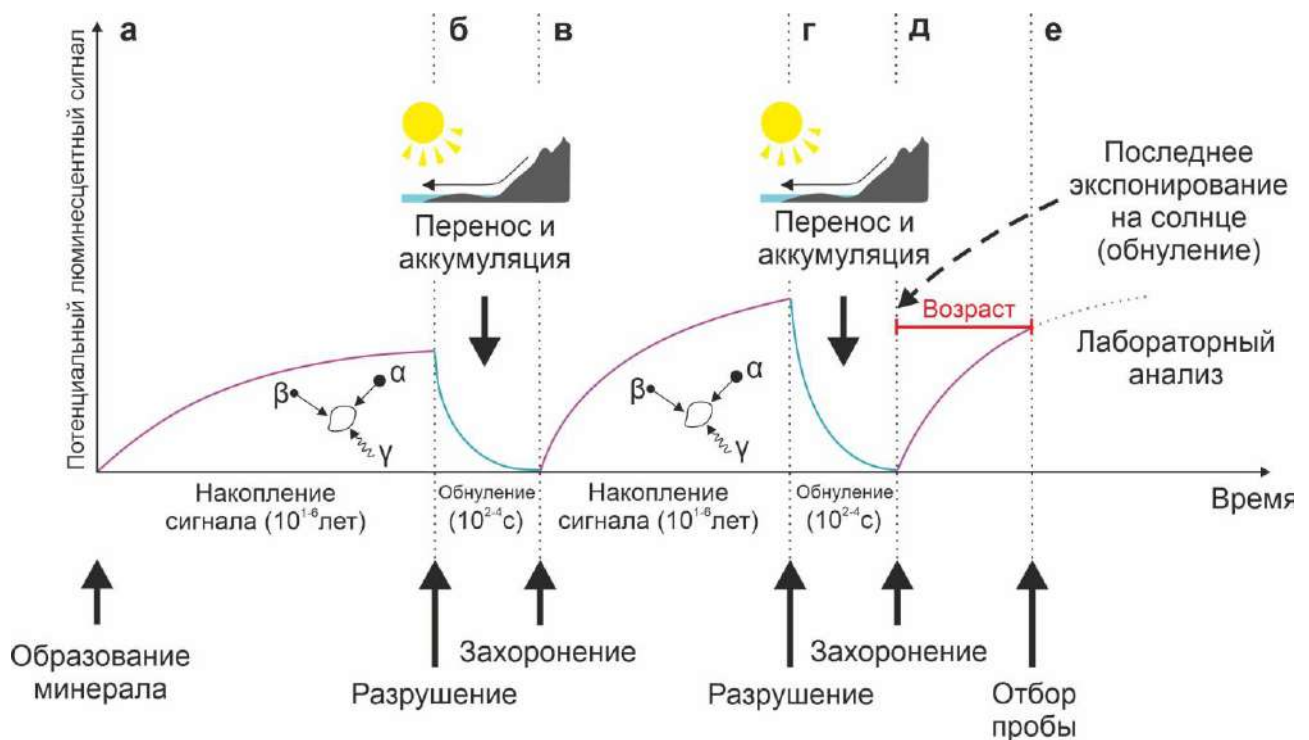


Рис. 3.2. а – потенциальный люминесцентный сигнал в кристалле минерала, слагающем коренную породу, возрастает под воздействием радиоактивного излучения; б – коренная порода разрушается и зерно минерала переносится при воздействии солнечного света, в результате чего люминесцентный сигнал обнуляется; в – потенциальный люминесцентный сигнал в зерне минерала, погребённом в осадочных отложениях, возрастает повторно; г – осадочная порода разрушается и люминесцентный сигнал обнуляется повторно; д – минерал снова захоранивается и потенциальный люминесцентный сигнал возрастает; е – при отборе образца из осадочных отложений без воздействия солнечного света можно определить время, прошедшее с последнего экспонирования минерала на солнце, путём деления эквивалентной дозы (палеодозы) на магматической породе денудационными процессами кристаллы минералов могут быть экспонированы на дневной поверхности, в результате чего люминесцентный сигнал будет

обнулён. Впоследствии под действием аккумулятивных процессов продукты дезинтеграции породы (зёрна минералов) могут быть погребены, и накопление люминесцентного сигнала начнётся заново. Каждое зерно может пройти через несколько таких денудационно-аккумулятивных циклов, однако при каждом последующем экспонировании предыдущий накопленный сигнал стирается, поэтому ОСЛ-метод позволяет определить продолжительность только последнего этапа накопления сигнала. Зная величину накопленного ОСЛ-сигнала, можно определить значение соответствующей такому сигналу эквивалентной дозы. Измерив также мощность дозы в образце, можно рассчитать его возраст по формуле:

$$A = \frac{D_e}{P}, \quad (3.1)$$

где A – ОСЛ-возраст пробы, тыс. лет; D_e – эквивалентная доза в пробе, Гр; P – мощность дозы в пробе, Гр/ тыс. лет.

3.3.1.2. Методика ОСЛ-датирования

3.3.1.2.1. Пробоотбор, пробоподготовка и измерительные приборы

Образцы для ОСЛ-датирования из межморенных отложений разреза Завод им. Свердлова отбирались двумя способами. Часть образцов была отобрана в трубы длиной 30 см и диаметром 5 см. Другая часть проб отбиралась из глинисто-алевритовых отложений в виде монолитов размером приблизительно 15×10 см, после чего они упаковывались в светонепроницаемые пакеты. Образцы распаковывались в лаборатории ОСЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург) в помещении с красным светодиодным освещением. Внешние 3–5 см керн труб с обеих сторон, точно так же, как и внешние 1–2 см монолитов, были отобраны для измерения влажности и гамма-спектрометрического анализа. Для люминесцентных измерений использовались оставшиеся внутренние части образцов после предварительной пробоподготовки.

Пробоподготовка для ОСЛ-анализа включала просеивание, химическую обработку и сепарацию в тяжёлой жидкости (напр., Murray et al., 2021). Сначала пробы просеивались в проточной воде с выделением фракций в диапазоне от 63 до 250 мкм. Выделенные фракции обрабатывались 10%-ым раствором соляной кислоты (HCl) и 10%-ым раствором перекиси водорода (H₂O₂) для удаления карбонатов и органических остатков, соответственно. Обработанные образцы травилась 10%-ой соляной кислотой (HF) в течение 15 мин (Porat et al., 2015) для удаления внешнего слоя, облучённого α -частицами, с зёрен КПШ. Затем образцы сепарировались в тяжёлой жидкости ГПС-В (гетерополисоединения вольфрама) плотностью 2.58 г/см³ для выделения зёрен КПШ (Mejdahl, 1985). Тяжёлая (>2.58 г/см³) фракция обрабатывалась 40%-ой HF в течение 1 ч без перемешивания (Fleming, 1969 в Duval et al., 2018), чтобы растворить плагиоклазы и удалить внешний слой, облучённый α -радиацией, с зёрен кварца. В конце выделенные зёрна кварца и КПШ обрабатывались 10%-ым раствором HCl для удаления

осаждённых фторидов, после чего высушивались при температуре 50°C и просеивались ещё раз. Пробоподготовка тонкой фракции (4–11 мкм) полиминеральных зёрен производилась согласно методике, предложенной М. Фрехеном с соавторами (Frechen et al., 1996).

Люминесцентные измерения выполнялись в Кёльнской люминесцентной лаборатории Кёльнского университета (Кёльн, Германия) и Скандинавском центре люминесцентных исследований (DTU Risø Campus, Роскильд, Дания). Анализы проводились с использованием ТЛ/ОСЛ-ридеров Risø различных модификаций (Vøtter-Jensen et al., 2000; 2003; 2010; Lapp et al., 2015). ОСЛ в зёрнах кварца возбуждалась синим светом ($\lambda=470$ nm, 35–100 mW/cm²) и регистрировалась в ближнем УФ-диапазоне (340±40 nm) с применением стеклянных фильтров Ноуа U-340 общей толщиной 7.5 мм. Люминесценция в зёрнах КПШ стимулировалась инфракрасным светом ($\lambda=870–875$ nm, 135–180 mW/cm²) и детектировалась после прохождения через комбинацию стеклянных фильтров Schott BG-39/Schott BG-3 (толщиной 2 и 3 мм, соответственно) с областью прозрачности 400±70 nm. В Кёльнской лаборатории вместо этой комбинации применялся фильтр Chroma AT405/30x с полосой пропускания 405±30 nm. Для регистрации люминесценции использовался ФЭУ ЕТ EMD-9107 с высокой эффективностью регистрации фотонов в диапазоне 160–630 nm. Для выполнения измерений зёрна кварца и КПШ помещались в один слой на диски или чашки из нержавеющей стали. Размер навески (аликвоты) зёрен кварца составлял 2–8 мм, а зёрен КПШ – 1–2 мм. Для облучения образцов искусственными дозами радиации использовались бета-источники ⁹⁰Sr/⁹⁰Y, откалиброванные для дисков и чашек с применением калибровочного кварца Risø фракции 180–250 мкм (Autzen et al., 2022).

Образцы для гамма-спектрометрического анализа массой 100–200 г высушивались, помещались в пластиковые чашки Петри (10×1.5 см) и герметизировались пчелиным воском для предотвращения утечки радона. Перед анализом загерметизированные пробы выдерживались не менее 20 дней для установления радиоактивного равновесия между ²²⁶Ra и продуктами его распада. Измерения выполнялись в лаборатории ОСЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» на гамма-спектрометре высокого разрешения с детектором из особо чистого германия Canberra BE3825.

3.3.1.2.2. Определение мощности дозы

Удельные активности радионуклидов измерялись на гамма-спектрометре в течение 24 ч. Активности ²³⁸U принимались эквивалентными активностям ²³⁴Th. Активности ²²⁶Ra рассчитывались как средневзвешенное активностей ²¹⁴Pb и ²¹⁴Bi, а активности ²³²Th – как средневзвешенное активностей ²²⁸Ac, ²¹²Pb, ²¹²Bi и ²⁰⁸Tl (с учётом коэффициента ветвления ²¹²Bi). Наличие или отсутствие эксхалации ²²²Rn за период захоронения определялось на основании соотношения активностей ²¹⁰Pb и ²²⁶Ra. Мощности дозы рассчитывались с использованием модифицированного калькулятора DRAC (Dose Rate and Age Calculator) (Durcan et al., 2015). Для

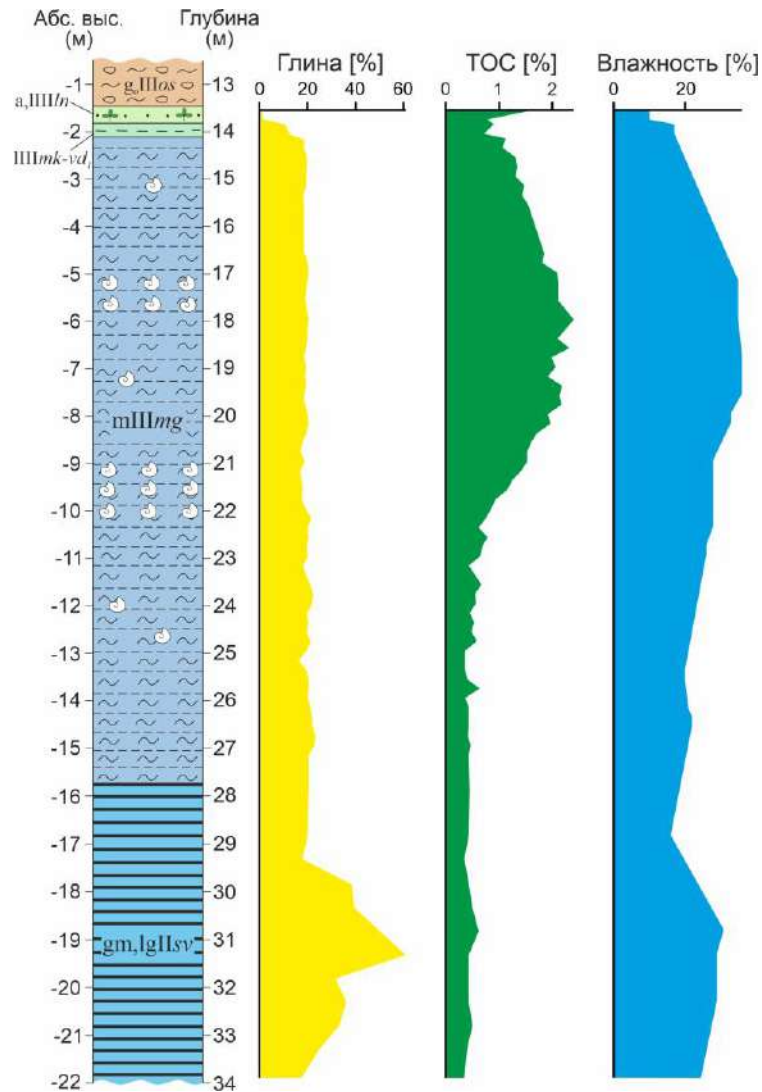


Рис. 3.3. Корреляция между современной влажностью пород, содержанием общего органического углерода (ТОС) и глины в межморенных отложениях разреза Завод им. Свердлова. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.

расчёта мощностей дозы в бесконечной однородной среде (infinity matrix) применялись опубликованные значения средних энергий распада (Liritzis et al., 2013; Cresswell et al., 2018). Концентрации Rb в пробах оценивались на основании содержания в них калия (Mejdahl, 1987), так как Rb изоморфно замещает К в кристаллической решётке полевых шпатов. Рассчитанные значения мощностей дозы в бесконечной однородной среде умножались на коэффициенты ослабления, зависящие от размера зёрен (Readhead, 2002; Cunningham et al., 2022). При этом предполагалось, что внешние 10 мкм были удалены при травлении плавиковой кислотой. При расчёте внутренних мощностей дозы бета-излучения в зёрнах КПШ предполагались содержания К и Rb $12.5 \pm 0.5\%$ (Huntley and Baril, 1997) и 400 ± 100 ppm (Huntley and Hancock, 2001), соответственно. Внутренние мощности дозы альфа-радиации оценивались в 0.10 ± 0.05 Гр/тыс. лет для КПШ (Mejdahl, 1987) и 0.010 ± 0.002 Гр/тыс. лет для кварца (Vandenberghe et al., 2008). При расчёте мощности дозы альфа-излучения в тонкой (4–11 мкм) полиминеральной фракции

использовались a -значения (a -value) 0.08 ± 0.02 (Rees-Jones, 1995) и 0.11 ± 0.02 (Kreutzer et al., 2014) для сигналов IR₅₀ и pIRIR₂₂₅, соответственно. Поправки на влажность породы вводились отдельно для альфа-, бета- и гамма-радиации (Zimmerman, 1971; Cunningham et al., 2022). Вклад космического излучения в мощности дозы рассчитывался с учётом глубины, координат и абсолютной высоты точек отбора образцов (Prescott and Hutton, 1994).

Влажность отобранных проб рассчитана как отношение массы испарившейся после высушивания воды к массе сухой породы. Современная влажность мгинских морских и подстилающих их ленточных отложений положительно коррелирует с общим органическим углеродом (ТОС) и содержанием глинистых частиц (рис. 3.3). Исходя из этого можно сделать вывод, что измеренные значения влажности отражают реальные гидрогеологические условия, т.е. изученные обнажения были достаточно свежими и сохранили оригинальную влажность. Однако, в позднем валдае Приневская низменность была перекрыта Скандинавским ледниковым покровом мощностью более 1 км (Svendsen et al., 2004), поэтому изучаемые глинистые отложения в это время, вероятно, уплотнились, в результате чего их пористость и влажность уменьшились. С учётом данного эффекта средняя влажность пород за весь период их захоронения должна быть выше современной. Для расчёта мощностей дозы и ОСЛ-дат использовались значения влажности на 10% выше современных.

3.3.1.2.3. Люминесценция кварца

ОСЛ-измерения в зёрнах кварца выполнены с использованием протокола определения эквивалентной дозы по одной навеске методом восстановления дозы (SAR – single-aliquot regenerative-dose) (табл. 3.1) (Murray and Wintle, 2000; 2003). Перед выполнением измерений проверялась чистота кварца с использованием показателя уменьшения ОСЛ-сигнала после

Таблица 3.1. Протоколы SAR (Murray and Wintle, 2000; 2003) и post-IR OSL SAR (Banerjee et al., 2001), использованные для датирования навесок зёрен кварца

SAR		post-IR OSL SAR	
Шаг	Процедура	Шаг	Процедура
1	Облучение дозой	1	Облучение дозой
2	Преднагрев (260°C, 10 с)	2	Преднагрев (260°C, 10 с)
3	ОСЛ (125°C, 40 с) → L_i	3	ИКСЛ (125°C, 40 с)
4	Облучение тестовой дозой	4	ОСЛ (125°C, 40 с) → L_i
5	Преднагрев (220°C, 10 с)	5	Облучение тестовой дозой
6	ОСЛ (125°C, 40 с) → T_i	6	Преднагрев (220°C, 10 с)
7	ОСЛ (280°C, 40 с)	7	ИКСЛ (125°C, 40 с)
8	Переход к шагу 1	8	ОСЛ (125°C, 40 с) → T_i
		9	ОСЛ (280°C, 40 с)
		10	Переход к шагу 1

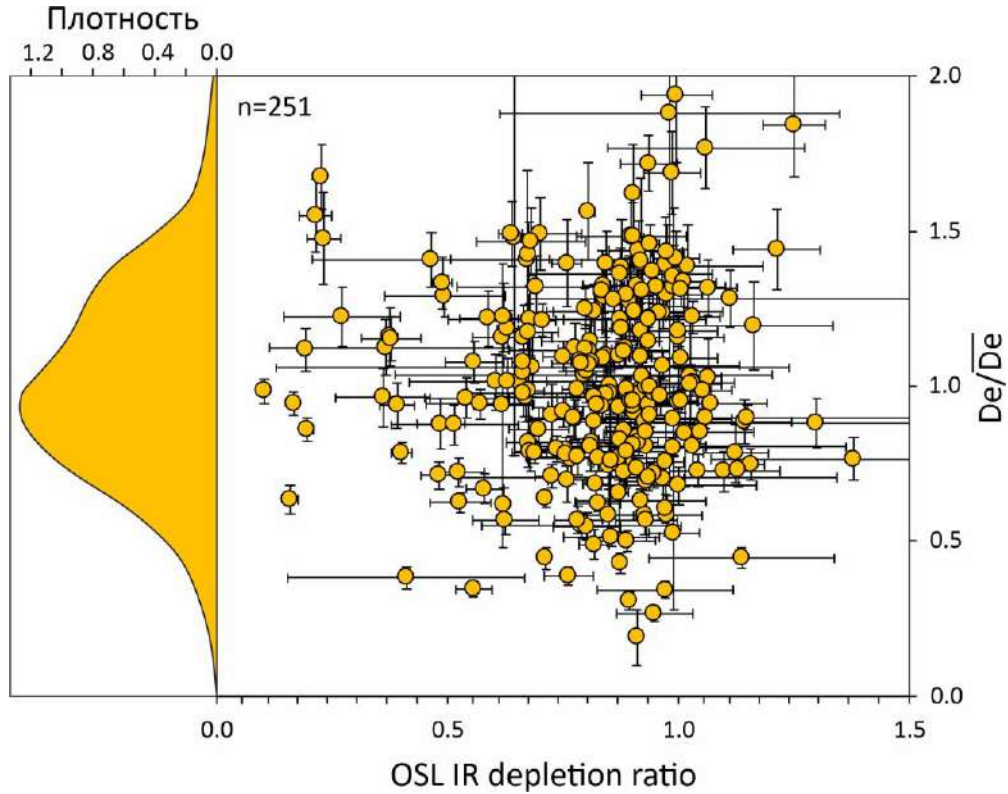


Рис. 3.4. Зависимость нормализованных значений D_e в навесках зёрен кварца от показателя уменьшения ОСЛ после ИК-стимуляции (OSL IR depletion ratio) и ядерная оценка плотности нормализованных значений D_e ($\overline{D_e}$ – среднее значение D_e в образце).

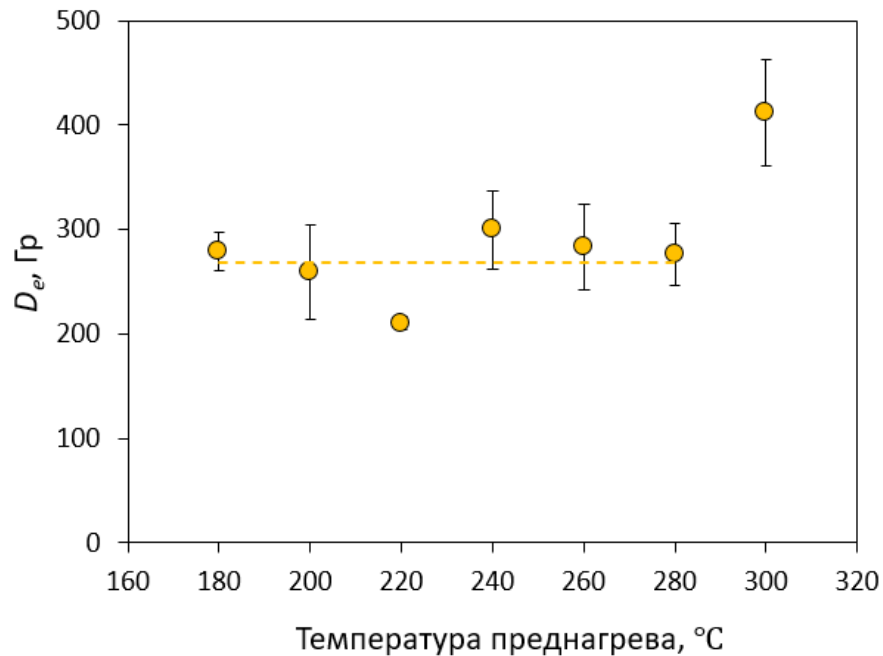


Рис. 3.5. Зависимость D_e от температуры предварительного нагрева в навесках кварца из образца 2103-28. Плато в интервале 180–280°C свидетельствует о термальной стабильности ОСЛ в данном диапазоне температур преднагрева.

предварительной ИК-стимуляции (OSL IR depletion ratio) (Duller, 2003). Если данный показатель отличался от единицы более, чем на 2σ (Jacobs et al., 2003), образец дополнительно травился 40%-

ым раствором HF. В случаях, когда не удалось достичь удовлетворительной чистоты кварца химической обработкой, для измерений D_e использовался протокол post-IR OSL SAR (Banerjee et al., 2001) (табл. 3.1). Предварительная ИК-стимуляция, применяемая в рамках этого протокола, позволяет минимизировать влияние контаминации кварца полевыми шпатами. Несмотря на то что в некоторых навесках обнаружена контаминация кварца полевыми шпатами, устойчивой корреляции между D_e и показателем уменьшения ОСЛ после ИК-стимуляции нет (рис. 3.4). Это свидетельствует об отсутствии влияния сигнала от полевых шпатов на значения D_e .

Для того чтобы выбрать температуру предварительного нагрева, выполнены плато-тесты (preheat plateau test) (Huntley et al., 1985; Aitken, 1994) (рис. 3.5). Для них было взято по одному образцу из каждой из 5 геологических формаций. 21 навеска зёрен кварца из каждого образца была разбита на 7 групп по 3 навески. В разных группах выполнялись измерения D_e с применением различных температур преднагрева от 180 до 300°C с шагом в 20°C. Температура преднагрева после облучения тестовой дозой (cutheat) всегда была на 40°C меньше, чем температура преднагрева после облучения основной дозой. По итогам выполнения тестов, для измерения D_e во всех образцах выбраны температуры преднагрева 260/220°C.

Тесты восстановления дозы (dose recovery test) (Folz and Mercier, 1999; Murray and Wintle,

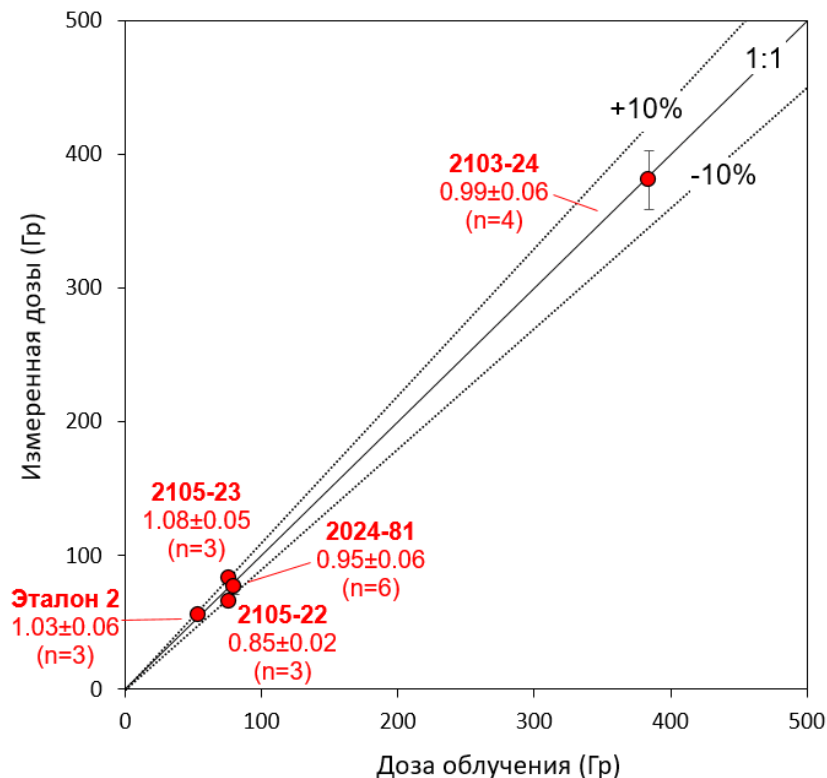


Рис. 3.6. Результаты теста восстановления дозы для пяти образцов кварца. Показаны номера образцов, показатели восстановления дозы и количество навесок.

2003) выполнены для 5 образцов. Дозы облучения составили от 50 до 355 Гр. Перед облучением радиацией ОСЛ в кварце была обнулена посредством двукратного засвечивания синим светом в

течение 40 с и паузой 10 000 с между стимуляциями (Murray and Wintle, 2003). Заданные дозы восстановлены с использованием SAR-протокола, и рассчитаны показатели восстановления дозы (dose recovery ratio). Результаты свидетельствуют, что в диапазоне 50–355 Гр показатели восстановления дозы отличаются от единицы не более чем на 10% (рис. 3.6), т.е. SAR-протокол позволяет выполнять точные измерения поглощённой дозы в данном интервале.

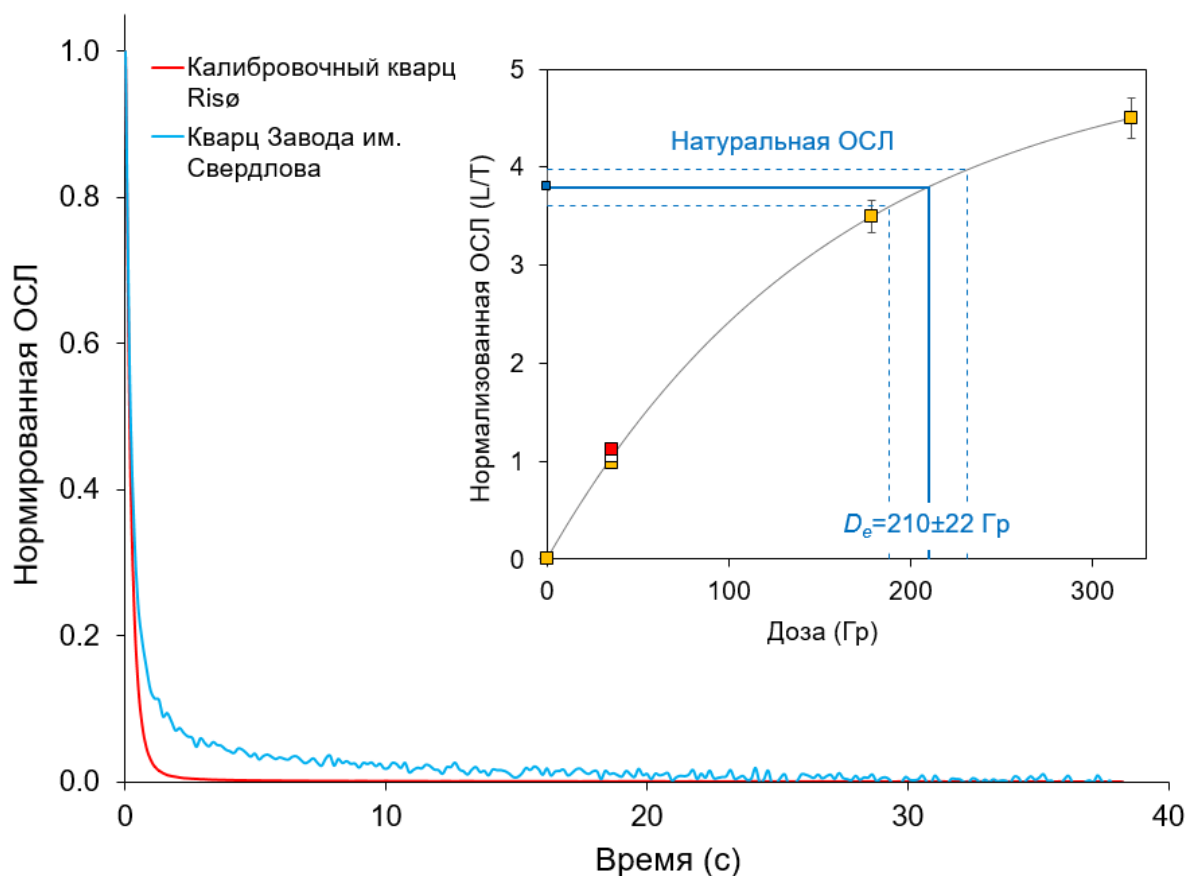


Рис. 3.7. Сравнение усреднённых кривых затухания ОСЛ из разреза Завод им. Свердлова ($n=12$) и калибровочного кварца Risø ($n=6$), измеренных на одном ТЛ/ОСЛ-ридере с одинаковой мощностью стимуляции синего света. Кривые нормированы после вычитания фона. На врезке показана типичная кривая доза-эффект для кварца из разреза Завод им. Свердлова (образец 2103-28). Белый маркер показывает точку рециклинга (recycling point), а красный маркер – точку чистоты кварца.

Первичный анализ данных люминесцентных измерений выполнен в программе Analyst v4.57 (Duller, 2015; 2018). Кривые доза-эффект для кварца аппроксимировались суммой двух экспоненциальных функций либо суммой экспоненциальной и линейной функций (рис. 3.7). Чтобы установить, преобладает ли в кварце из разреза Завод им. Свердлова быстрая компонента (Bailey et al., 1997; Jain et al., 2003), автор сравнил кривые затухания ОСЛ в нём и в калибровочном кварце Risø (рис. 3.7), измеренные на одном и том же ТЛ/ОСЛ-ридере с одинаковой мощностью стимуляции. Известно, что вклад быстрой компоненты в ОСЛ калибровочного кварца Risø составляет более 99% (Hansen et al., 2015). В ОСЛ-сигнале кварца из разреза Завод им. Свердлова быстрая компонента также преобладает, однако вклад средней

компоненты, нежелательной для ОСЛ-датирования (Tsukamoto et al., 2003; Li and Li, 2006), тоже заметен (рис. 3.7). Чтобы максимизировать вклад быстрой компоненты в ОСЛ кварца, первичный сигнал суммировался в интервале 0–0.32 с, а фон – в интервале 0.32–1.12 с (вычитание раннего фона – early background subtraction, EBG) (Ballarini et al., 2007; Cunningham and Wallinga, 2010). Кроме того, 6 кривых затухания ОСЛ калибровочного кварца Risø были аппроксимированы экспоненциально затухающей функцией, чтобы найти вероятность опустошения ловушек (detrapping probability) (Bailey et al., 1997). Затем 12 кривых затухания кварца из разреза Завод им. Свердлова были аппроксимированы суммой трёх экспоненциально затухающих компонент,

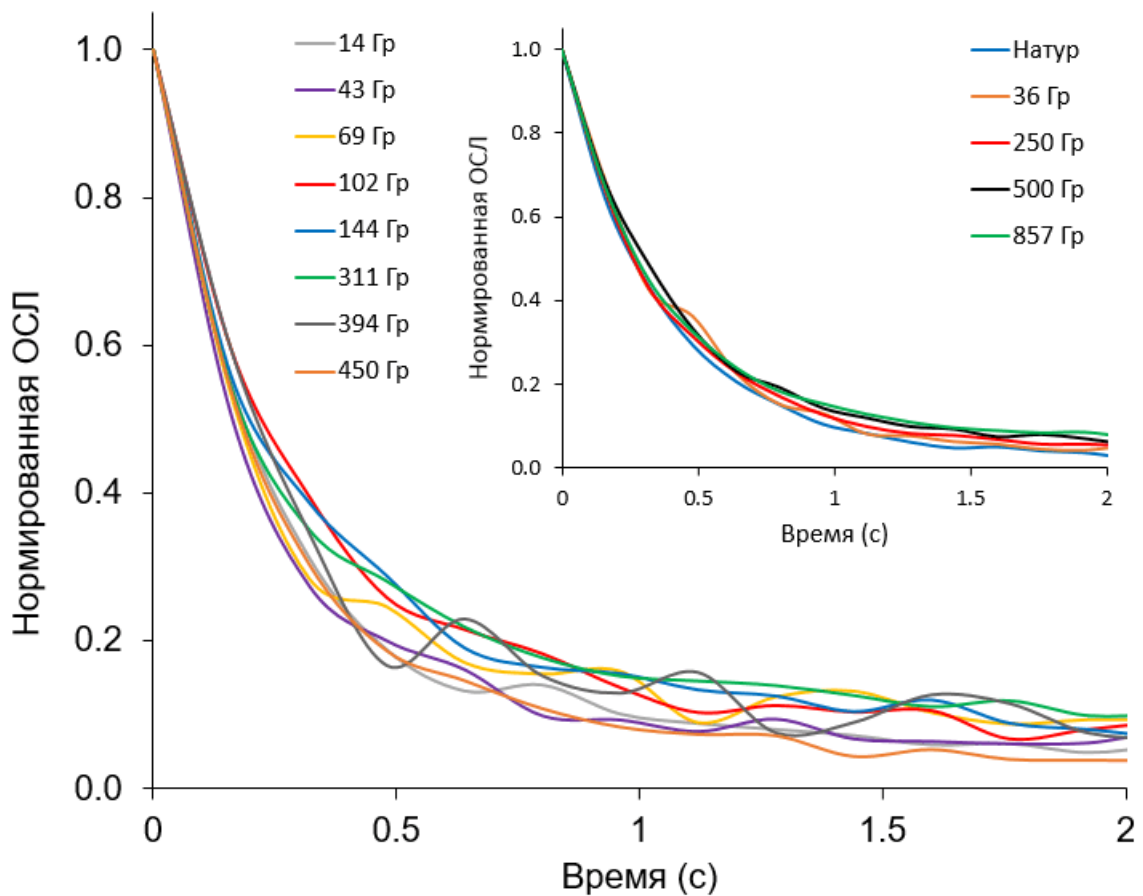


Рис. 3.8. Сравнение кривых затухания натуральной ОСЛ из навесок кварца разных образцов с D_e в диапазоне 14–450 Гр. Кривые нормированы после вычитания фона. На врезке показано сравнение кривых затухания натурального и восстановленных ОСЛ-сигналов в одной из навесок образца 2103-12. Восстановленные сигналы получены после лабораторного облучения навесок дозами от 36 до 857 Гр.

и рассчитанная вероятность опустошения ловушек была использована в качестве константы для быстрой компоненты. Выявлено, что вклад быстрой компоненты в ОСЛ при использовании указанного выше интервала суммирования составляет в среднем $89 \pm 3\%$ ($n=12$). Кроме того, выяснено, что форма кривой затухания натуральной ОСЛ не зависит от величины D_e и не обнаружено значительной разницы в форме кривых затухания сигналов натуральной ОСЛ и соответствующих им восстановленных сигналов (рис. 3.8).

3.3.1.2.4. Люминесценция калиевых полевых шпатов

Таблица 3.2. Протоколы протоколов post-IR IR₂₂₅SL SAR (pIRIR₂₂₅) (Buylaert et al., 2009) и post-IR IR₂₉₀SL SAR (pIRIR₂₉₀) (Thiel et al., 2011), использованные для датирования навесок зёрен КППШ.

post-IR IR ₂₂₅ SL SAR		post-IR IR ₂₉₀ SL SAR	
Шаг	Процедура	Шаг	Процедура
1	Облучение дозой радиации	1	Облучение дозой радиации
2	Преднагрев (250°C, 60 с)	2	Преднагрев (320°C, 60 с)
3	ИКСЛ (50°C, 100 с)	3	ИКСЛ (50°C, 200 с)
4	ИКСЛ (225°C, 100 с) → L_i	4	ИКСЛ (225°C, 200 с) → L_i
5	Облучение тестовой дозой	5	Облучение тестовой дозой
6	Преднагрев (250°C, 60 с)	6	Преднагрев (320°C, 60 с)
7	ИКСЛ (50°C, 100 с)	7	ИКСЛ (50°C, 200 с)
8	ИКСЛ (225°C, 100 с) → T_i	8	ИКСЛ (225°C, 200 с) → T_i
9	ИКСЛ (290°C, 40 с)	9	ИКСЛ (325°C, 100 с)
10	Переход к шагу 1	10	Переход к шагу 1

Люминесценция в навесках зёрен КППШ измерена с использованием протоколов post-IR IR₂₂₅SL SAR (pIRIR₂₂₅) (Buylaert et al., 2009) и post-IR IR₂₉₀SL SAR (pIRIR₂₉₀) (Thiel et al., 2011)

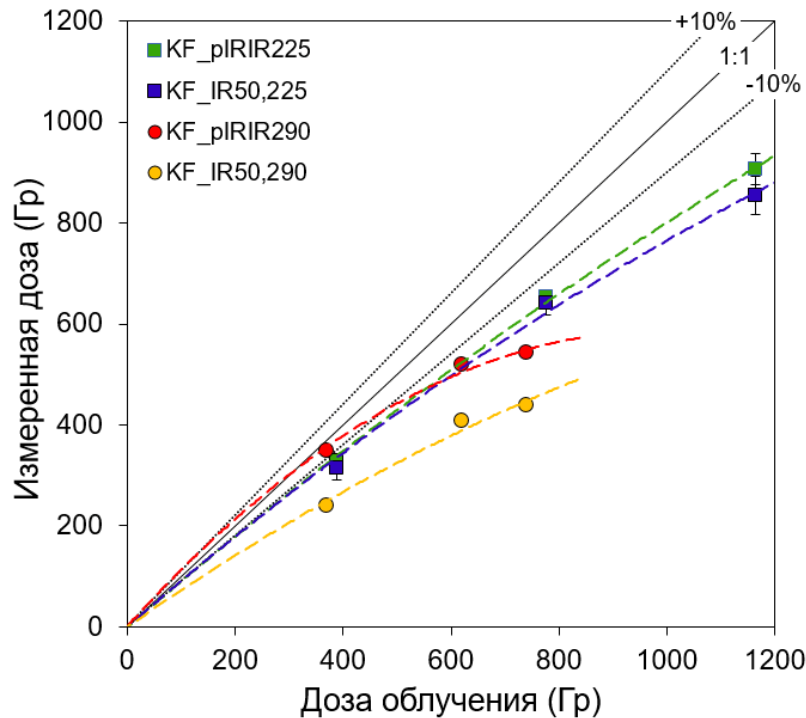


Рис. 3.9. Результаты теста восстановления дозы в 6 образцах калиевых полевых шпатов (KF), которые перед измерениями были засвечены с помощью симулятора солнечного света в течение 24 ч. Дозы измерены с использованием сигналов pIRIR₂₂₅, IR_{50,225}, pIRIR₂₉₀ и IR_{50,290}, соответствующие значения остаточных доз вычтены. Каждый маркер соответствует среднему значению в трёх навесках.

(табл. 3.2). Тесты восстановления дозы выполнены с использованием симулятора солнечного света Hönle SOL2 для обнуления сигнала (Wallinga et al., 2000). 6 навесок зёрен КППШ каждого из

6 образцов облучались симулятором солнечного света в течение 24 ч, после чего 3 навески каждого образца были использованы для определения остаточной дозы. Оставшиеся аликвоты облучались дозами β -излучения в диапазоне 359–1076 Гр. Поглощённые дозы были восстановлены с применением протоколов pIRIR₂₂₅ и pIRIR₂₉₀. Перед расчётом показателей восстановления дозы из измеренных значений вычитались соответствующие остаточные дозы (4–29 Гр). Для всех рассмотренных сигналов (pIRIR₂₂₅, IR_{50,225}, pIRIR₂₉₀, IR_{50,290}) выявлено уменьшение показателя восстановления дозы с ростом дозы облучения (рис. 3.9). Сигналы pIRIR₂₂₅, IR_{50,225} и pIRIR₂₉₀ позволяют восстанавливать заданную дозу с точностью не менее 90% при низких дозах облучения, однако при высоких дозах (>500 Гр) точность определения снижается. Сигнал IR_{50,290} не позволяет восстанавливать заданную дозу с достаточной точностью даже при невысоких дозах облучения.

Кривые доза-эффект аппроксимировались суммой двух экспоненциальных функций. Первичный сигнал суммировался в интервале 0–0.8 с, фон – в интервале 190–200 с. Размер тестовой дозы составлял в среднем 40% от D_e (Yi et al., 2016). Аномальное затухание измерено для сигналов pIRIR₂₂₅, IR_{50,225}, pIRIR₂₉₀, IR_{50,290}. Значения g_{2days} (Huntley and Lamothe, 2001) рассчитаны в программе Analyst v4.57 (табл. 3.3). Для расчёта использовано три немедленных (prompt measurement) и три отложенных (delay measurement) измерения (~50 мин, ~8 ч и ~33 ч после облучения радиацией).

Таблица 3.3. Аномальное затухание (g_{2days}) сигналов pIRIR₂₂₅, IR_{50,225}, pIRIR₂₉₀, IR_{50,290} в песчаной фракции КПШ и тонкой полиминеральной фракции.

Минерал	Фракция (мкм)	Протокол	Сигнал	g_{2days} (%/дек.)	n
Калиевые полевые шпаты	63–250	post-IR IR ₂₉₀ SL SAR	pIRIR ₂₉₀	0.55±0.33	3
			IR _{50,290}	1.55±0.34	3
		post-IR IR ₂₂₅ SL SAR	pIRIR ₂₂₅	1.46±0.10	21
			IR _{50,225}	3.04±0.15	22
Полиминеральная фракция	4–11	post-IR IR ₂₂₅ SL SAR	pIRIR ₂₂₅	1.63±0.07	8
			IR _{50,225}	2.85±0.05	8

3.3.1.2.5. Люминесценция тонкой (4–11 мкм) полиминеральной фракции

Значения D_e в тонкой (4–11 мкм) полиминеральной фракции измерены с применением протокола pIRIR₂₂₅ (табл. 3.2). Тесты восстановления дозы выполнены так же, как и для КПШ. Полученные показатели восстановления дозы стабильны в интервале доз облучения 448–1076 Гр и составляют в среднем 0.841 ± 0.008 (n=9 навесок) и 0.851 ± 0.002 (n=9 навесок) для сигналов

pIRIR₂₂₅ и IR_{50,225}, соответственно (рис. 3.10). Значения g_{2days} измерены так же, как и для КПШ (табл. 3.3).

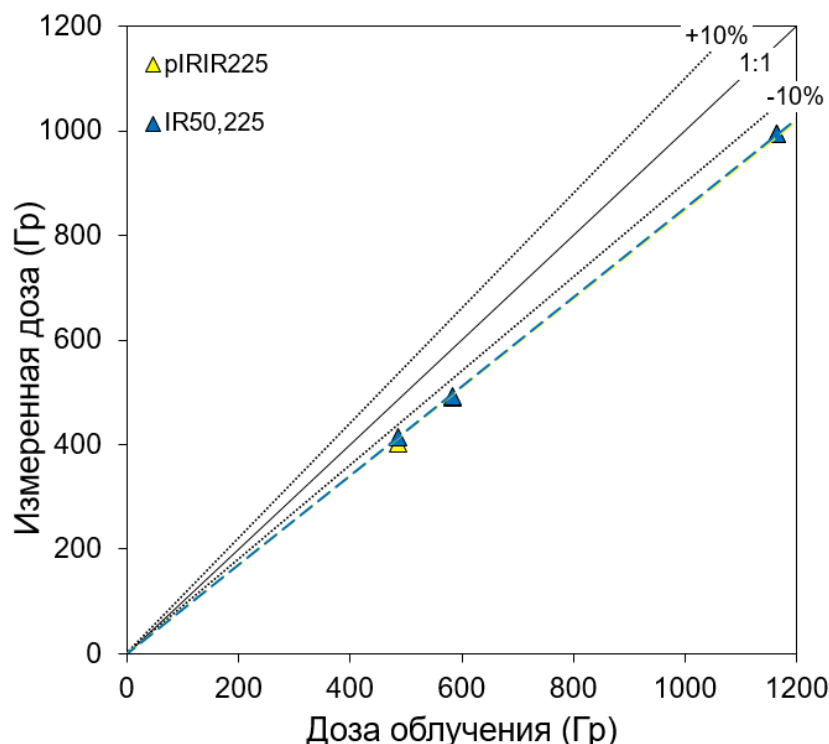


Рис. 3.10. Результаты восстановления дозы в 3 образцах тонкой (4–11 мкм) полиминеральной фракции, которые перед измерениями были засвечены с помощью симулятора солнечного света в течение 24 ч. Дозы измерены с использованием сигналов pIRIR₂₂₅ и IR_{50,225}, соответствующие значения остаточных доз вычтены. Каждый маркер соответствует среднему значению в трёх навесках.

3.3.1.2.5. Критерии исключения навесок

Эквивалентные дозы в навесках зёрен анализировались в два этапа. На первом этапе в программе Analyst v4.57 зёрна отсеивались по двум критериям: сигнал отсутствует и сигнал находится в насыщении. На втором этапе в программе, выполненном в программе Microsoft Excel, использовались следующие критерии исключения навесок из выборки: относительная погрешность сигнала тестовой дозы в первом цикле SAR-протокола превышает 20% (Feathers, 2003); рекуперация превышает 5% (Murray and Olley, 2002); показатель рециклинга отклоняется от единицы более чем на 2σ (Thomsen, 2004); относительная погрешность индивидуальной D_e превышает 30% (Feathers, 2003); показатель уменьшения ОСЛ после ИК-стимуляции отклоняется от единицы более чем на 2σ (Jacobs et al., 2003); отношение интенсивностей быстрой и средней компонент (fast ratio) меньше 20 (Durcan and Duller, 2011); индивидуальная D_e лежит за пределами диапазона ($Q1-1.5IQR$; $Q3+1.5IQR$), где $Q1$ – 1-й квартиль, $Q3$ – 3-й квартиль, IQR – межквартильный размах) (Tukey, 1977). Последний критерий применялся для всех образцов, в то время как остальные критерии применялись только в тех случаях, если это приводило к изменению средней D_e более чем на 1σ либо к уменьшению погрешности средней D_e .

Аналогичные критерии, за исключением соотношения компонент, использовались при анализе эквивалентных доз в навесках КПШ.

3.3.2. Варвохронологический метод

Подсчёт варв производился в зачищенных стенках карьера в полевых условиях. Затем расчёты выполнялись повторно по снятым фотографиям расчисток. За одну варву принималась пара слоев, нижний из которых (летний) – светлый крупнозернистый, а верхний (зимний) – тёмный тонкозернистый.

3.4. Геохимические методы

3.4.1. Рентгенофлуоресцентный анализ

Неразрушающий рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) использован для определения концентраций элементов в 77 образцах. Измерения выполнены автором в Институте географии Кёльнского университета (Кёльн, Германия) под руководством Ш. Опитца. Перед измерениями образцы были высушены, гомогенизированы, смешаны с восковым порошком CEREOX Licowax в соотношении 1:4 и спрессованы в таблетки диаметром 32 мм. Измерения выполнялись на энергодисперсионном поляризационном рентгенофлуоресцентном анализаторе SPECTRO XEPOS (SPECTRO Analytical Instruments Ltd.) в гелиевой атмосфере. Одновременно измерены концентрации 60 элементов и Fe_2O_3 .

3.4.2. Измерение концентраций углерода и азота

Концентрации общего органического углерода (ТОС) и общего азота (ТН) измерены в 77 образцах с использованием универсального элементного анализатора Elementar vario EL Cube (Elementar UK Limited, Stockport, UK). Измерения выполнены автором в Институте географии Кёльнского университета (Кёльн, Германия) под руководством Ш. Опитца. Измерения общего органического углерода выполнялись после предварительной обработки образцов HCl при температуре 90°C для удаления неорганического углерода.

Глава 4. Результаты исследований и их интерпретация

4.1. Стратиграфия разреза Завод им. Свердлова

В карьере завода им. Свердлова выделено 7 литостратиграфических подразделений (формаций) (рис. 4.1; 4.2).

Формация №1

Описание. Толща видимой мощностью 6.2 м описана в расчистках №№ 7 и 9 (рис. 4.1, 4.2, 4.3, 4.4) в нижней части карьера. Она представлена ленточным переслаиванием тёмно-коричневых алевритистых глин и светло-серых алевритов. В нижней части толщи наблюдается большое количество включений гравия, гальки и валунов кристаллических и глинистых пород размером до 0.5 м (рис. 4.4В, 4.5Г). Под валунами (галькой) отмечается прогибание слоёв, что характерно для дропстоунов (рис. 4.5Д). Также в нижней половине толщи встречаются дискообразные карбонатные конкреции (иматровы камни) диаметром до 10 см и толщиной 1–3 см (рис. 4.5В). Варвы максимальной мощностью (до 10 см) залегают в нижней части расчистки №6 (рис. 4.5А). Вверх по разрезу годовичные слойки становятся тоньше – вблизи верхнего контакта их мощности не превышают первых миллиметров (рис. 4.5Б). Некоторые слои смяты в складки (рис. 4.4Б). Отдельные алевритовые слойки содержат рябь течения высотой до ~2 см и длиной до ~35 см (рис. 4.4Д). Обращает на себя внимание, что в расчистке №9 кровля ленточных отложений находится на абсолютной отметке -10.0 м, в то время как в расчистке №7 – на высоте -15.7 м. Переход к вышележащей формации постепенный. Он выражается в появлении синего и чёрного оттенков в отложениях и полном исчезновении ленточной слоистости (рис. 4.4В, 4.5Б).

Интерпретация. На основании своего стратиграфического положения выделенная формация может быть скоррелирована с московским горизонтом региональной стратиграфической схемы (табл. 4.1). Ленточная слоистость наряду с материалом ледового разноса (дропстоунами) свидетельствует о формировании отложений в приледниковом водоёме. Находки иматровых камней также характерны для озёрно-ледниковых осадков (Tarr, 1935; Salmi, 1959; Астахов и др., 2005). По данным диатомового анализа (Плешивцева и др., 1984ф), приледниковый водоём, в котором формировалась описанная толща, испытывал двукратное осолонение. Постепенное уменьшение мощности варв вверх по разрезу свидетельствует об отступлении фронта ледника. Верхнемосковский гляциолимний/гляциомариний выделен автором в свердловскую свиту. Разрез Завод им. Свердлова – единственное место, где данная свита вскрыта в обнажениях и может быть детально изучена. Свердловские отложения широко распространены в Приневской низменности и за её пределами. Они имеют узнаваемый облик – коричневые (шоколадные) ленточные глины и алевриты (напр., Янишевский, 1931; Соколова и др., 1959ф; Лаврова и Гричук, 1960; Малаховский и др., 1966ф; Недригайлова и др., 1971ф;

Плешивцева и др., 1984ф), – обычно подстилаются московской мореной и перекрываются мгинской межледниковой толщей.

Формация №2

Описание. Толща мощностью до 16 м представлена тонкослоистыми глинистыми алевритами (рис. 4.6В,Г). В свежем срезе отложения имеют чёрный цвет с голубоватым оттенком (рис. 4.6). В расчистке №9 (рис. 4.1, 4.3) этот оттенок появляется ещё в варвах, на 30 см ниже литологической границы, которая выделена по исчезновению ленточной слоистости (рис. 4.4В). В глинах встречается большое количество остатков раковин двустворчатых моллюсков, приуроченных к 2–3 уровням (рис. 4.6А,Б), между которыми видимые створки раковин полностью отсутствуют (рис. 4.6В,Г). В расчистке №7 (рис. 4.1, 4.3) два уровня со створками раковин приурочены к интервалам -10 – -9 м абс. выс. и -6 – -5 м абс. выс. Большинство раковин деформировано, они имеют очень хрупкие створки, которые легко крошатся (рис. 4.6Б). Из-за плохого состояния раковин из наших сборов удалось определить только несколько экземпляров *Portlandia arctica* (определения А. В. Меркульева, ЗИН РАН) В расчистке №8 на отметке -5 м абс. выс. обнаружены кости передней правой ноги взрослой особи *Cervus elaphus* (определения П. А. Косинцева, ИЭРиЖ УрО РАН) (рис. 4.6Д, 4.7). Кроме того, в глинистых алевритах встречен обломок древесины длиной около 30 см. В расчистке №9 в интервале -7 – -6 м абс. выс. зафиксированы внутриформационные деформации и несогласие (рис. 4.6А). В расчистке №4 (рис. 4.1, 4.3), вблизи верхнего контакта, глинистые алевриты смяты в складки. В расчистке №5 (рис. 4.1, 4.8Г) верхняя часть толщи мощностью более 1.5 м представлена массивным чёрным глинисто-алевритовым диамиктоном с гравием и галькой (щебнем). В изученных обнажениях кровля толщи встречена на абсолютных отметках от -3 до 0 м.

Интерпретация. Внешний облик формации, находки фауны морских моллюсков и её стратиграфическое положение позволяют однозначно отнести её к мгинской морской межледниковой толще микулинского горизонта (табл. 4.1). Микулинский возраст данной толщи подтверждается также результатами СПА (см. §3.2.1) и ОСЛ-датирования (см. §3.3.1).

Формация №3

Описание. Толща встречена только в расчистке №4 (рис. 4.1, 4.3, 4.5А) на абсолютных отметках от -2,4 м до -0,7 м. Она представлена параллельно-слоистыми серыми глинистыми алевритами, которые перемяты конкордатно с деформациями в верхней части подстилающих отложений. Истинная мощность толщи составляет около 0,5 м.

Интерпретация. Текстурные особенности, отсутствие раковин моллюсков, характерных для нижележащей толщи, и результаты геохимического анализа (см §3.4) указывают на то, что

отложения данной формации накапливались в крупном пресноводном водоёме. Результаты ОСЛ-датирования (см. §3.2.1) позволяет заключить, что озёрные отложений формировались в

Таблица 4.1. Корреляция выделенных стратиграфо-генетических подразделений с общей стратиграфической шкалой, морскими изотопными стадиями (МИС) (Lisiecki and Raymo, 2005), горизонтами Северо-Запада России (Постановления..., 2002) и стратиграфическими подразделениями Северо-Западной Европы (Mangerud, 1991). Возрастные границы среднего/верхнего плейстоцена и верхнего плейстоцена/голоцена даны согласно Head et al. (2021).

Общая шкала	Возраст, тыс. лет	МИС	Возраст, тыс. лет	Стратоген	Северо-Запад России (Постановления..., 2002)	Северо-Западная Европа (Mangerud, 1991)			
Голоцен	11.7	1	14 29 57 71 115 130	–	Голоцен	Голоцен			
Верхний плейстоцен		2		Балтийский гляциолимний	Валдайский	Осташковский	Вислинский	Верхний	
		3		Осташковская морена					Ленинградский
				4				Микулинский/нижневалдайский лимний	
		5a-d		Мгинский мариний		Микулинский		Эемский	
		5e							Свердловский гляциомариний/гляциолимний
6									
Средний плейстоцен	129								

конце микулинского межледниковья или в начале раннего валдая (табл. 4.1).

Формация №4

Описание. Толща выявлена в расчистках №№ 4 и 8 (рис. 4.1, 4.3). Она представлена светло-коричневыми параллельно-слоистыми песками с прослоями растительного детрита (рис. 4.8А,Б). Их кровля находится на отметках от -1.9 м до 0.4 м абс. выс. Первичные водно-осадочные текстуры в этой толще замаскированы складчатыми и разрывными нарушениями. Максимальная видимая мощность пачки составляет 1.5 м.

Интерпретация. Гранулометрический состав и текстурные особенности отложений в расчистках №№ 4 и 8 указывают на их озёрный либо аллювиальный генезис. Стратиграфическое положение и результаты ОСЛ-датирования (см §3.2.1) позволяют отнести описанную формацию к ленинградскому горизонту (табл. 4.1).

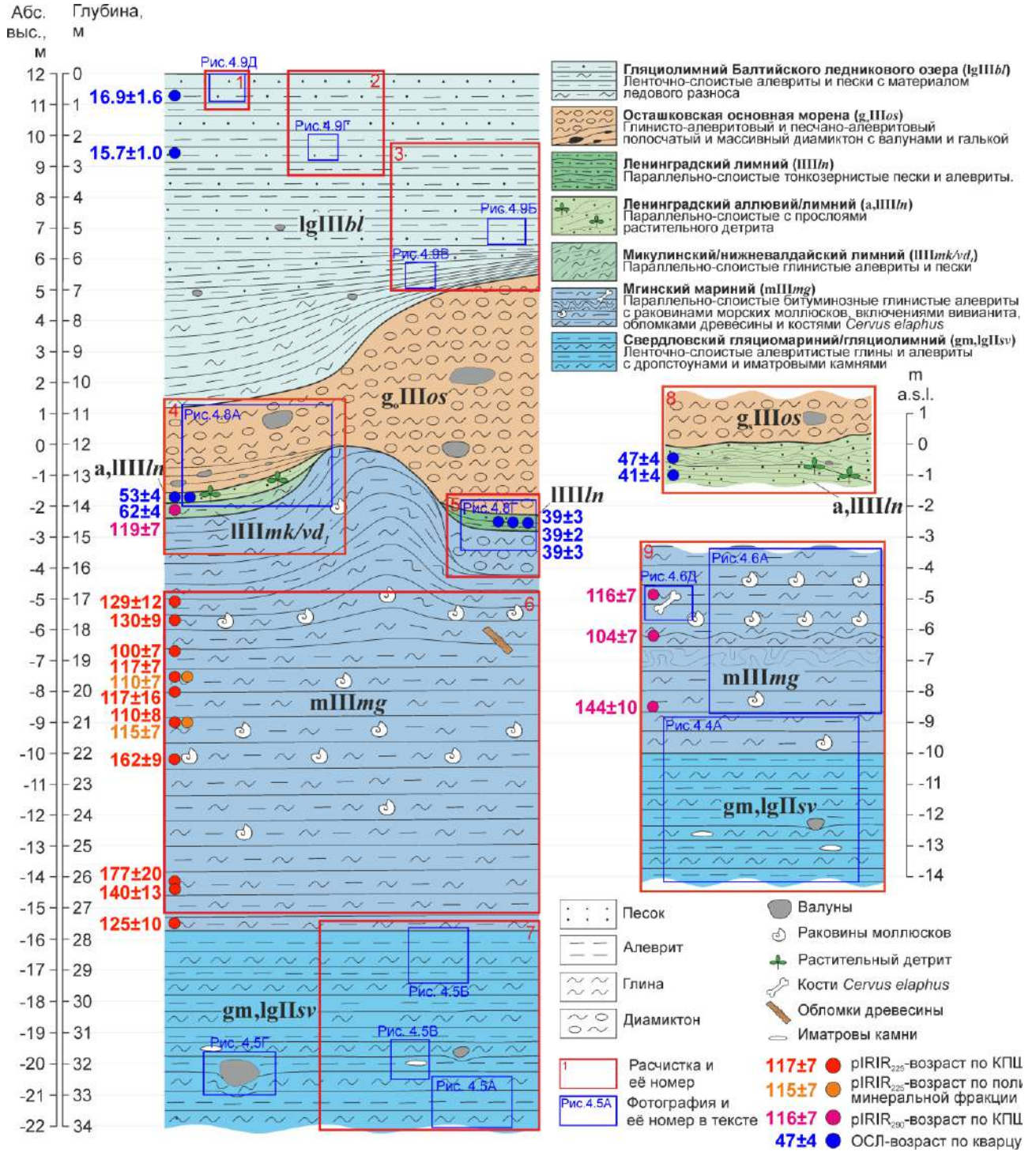


Рис. 4.1. Стратиграфическая схема разреза Завод им. Свердлова.

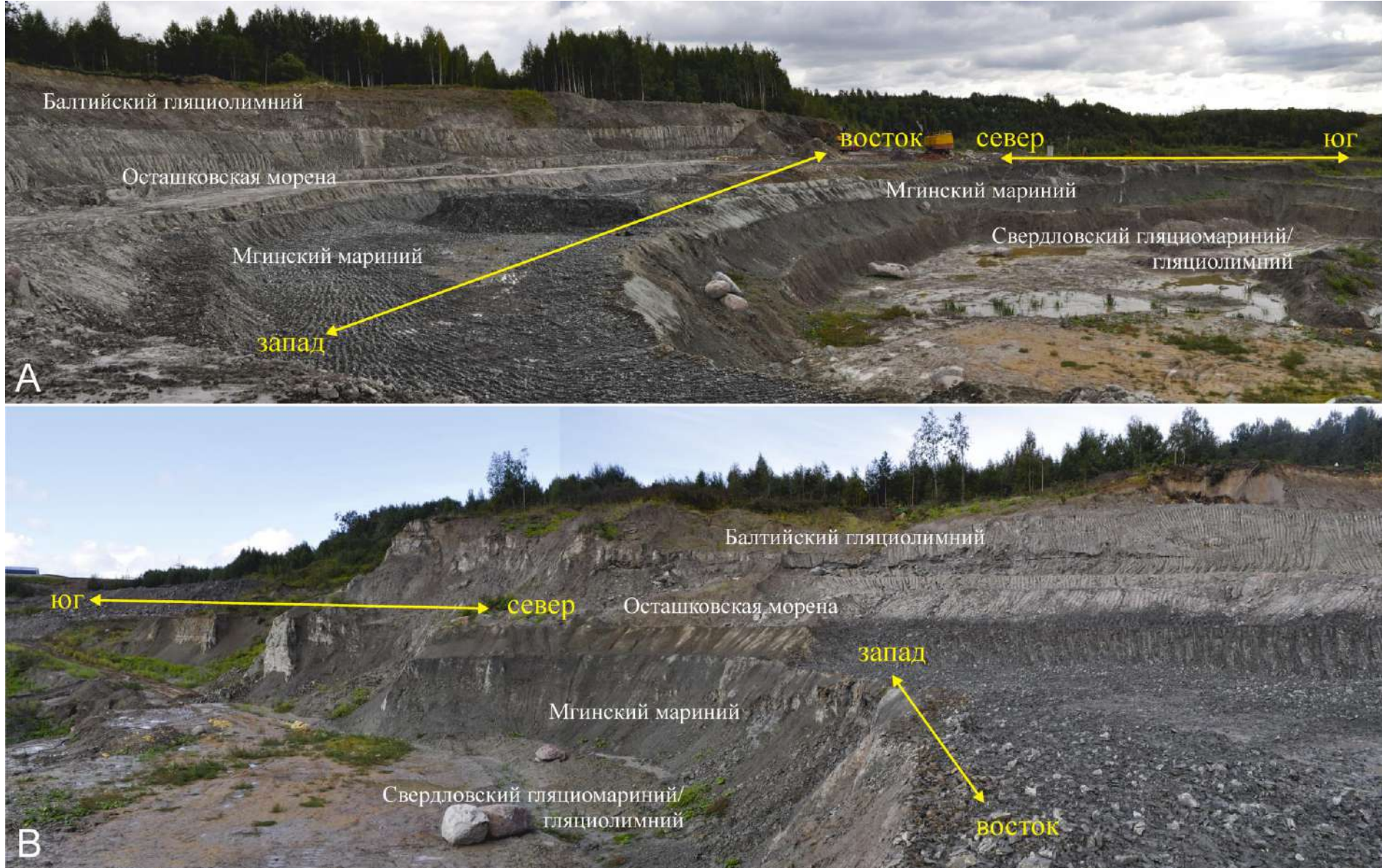


Рис. 4.2. Общий вид карьера завода им. Свердлова (Эталон). **А** – Восточная и северо-восточная стенки. **Б** – Западная и северо-западная стенки. (Фотографии В. И. Дудановой).



Рис. 4.3. Схема расчисток в карьере завода им. Свердлова (рис. 4.1). Подложка – космический снимок из Google Earth (Image © 2023 Airbus, дата съёмки 08.05.2023)

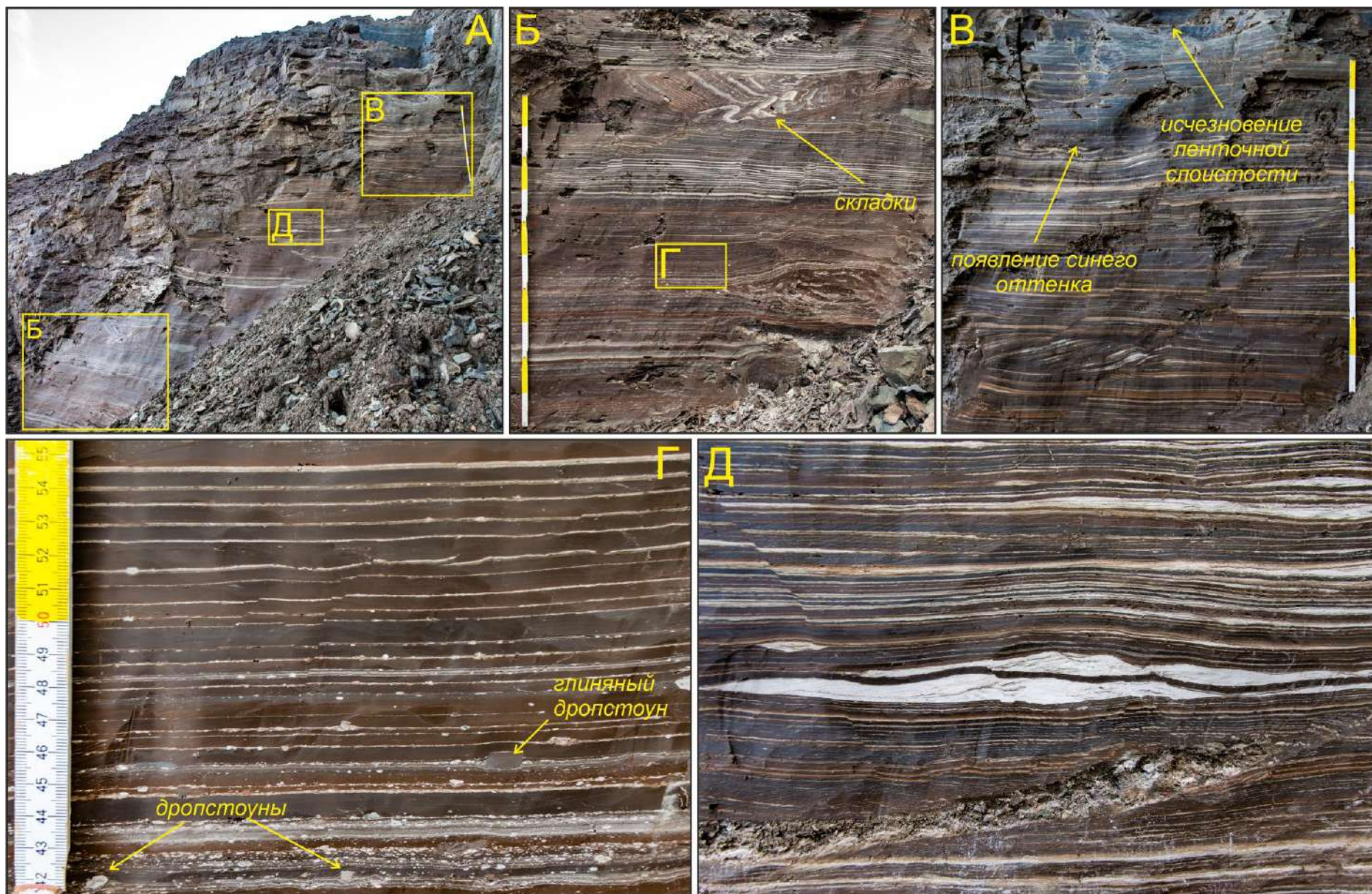


Рис. 4.4. А – Общий вид свердловской свиты в расчистке №8 (рис. 4.1). Б – Складчатые нарушения в свердловских отложениях. В – Контакт между свердловским гляциомаринием/гляциолимнием и мгинским маринием. Г – Материал ледового разноса в варвах свердловской свиты. Д – Рябь течения в варвах свердловской свиты.

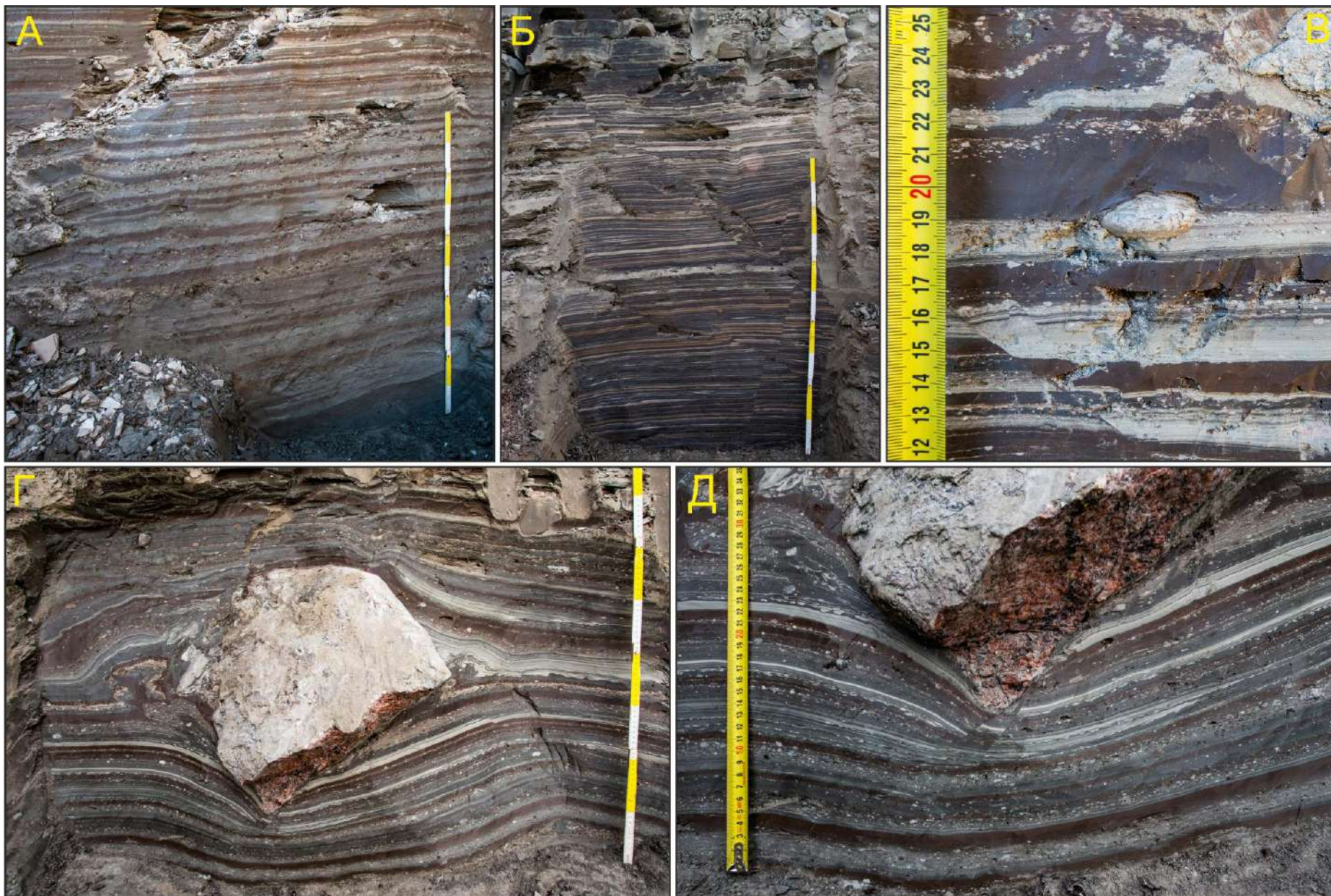


Рис. 4.5. А – Варвы мощностью до 10 см в нижней части расчистки №5 (рис. 4.1). Б – Варвы мощностью в первые миллиметры в верхней части расчистки №5. В – Карбонатная конкреция (иматров камень) в варвах свердловской свиты. Г – Гранитоидный дропстоун видимым размером ~ 0.5 м в варвах свердловской свиты. Д – Прогибание слоёв под дропстоуном.

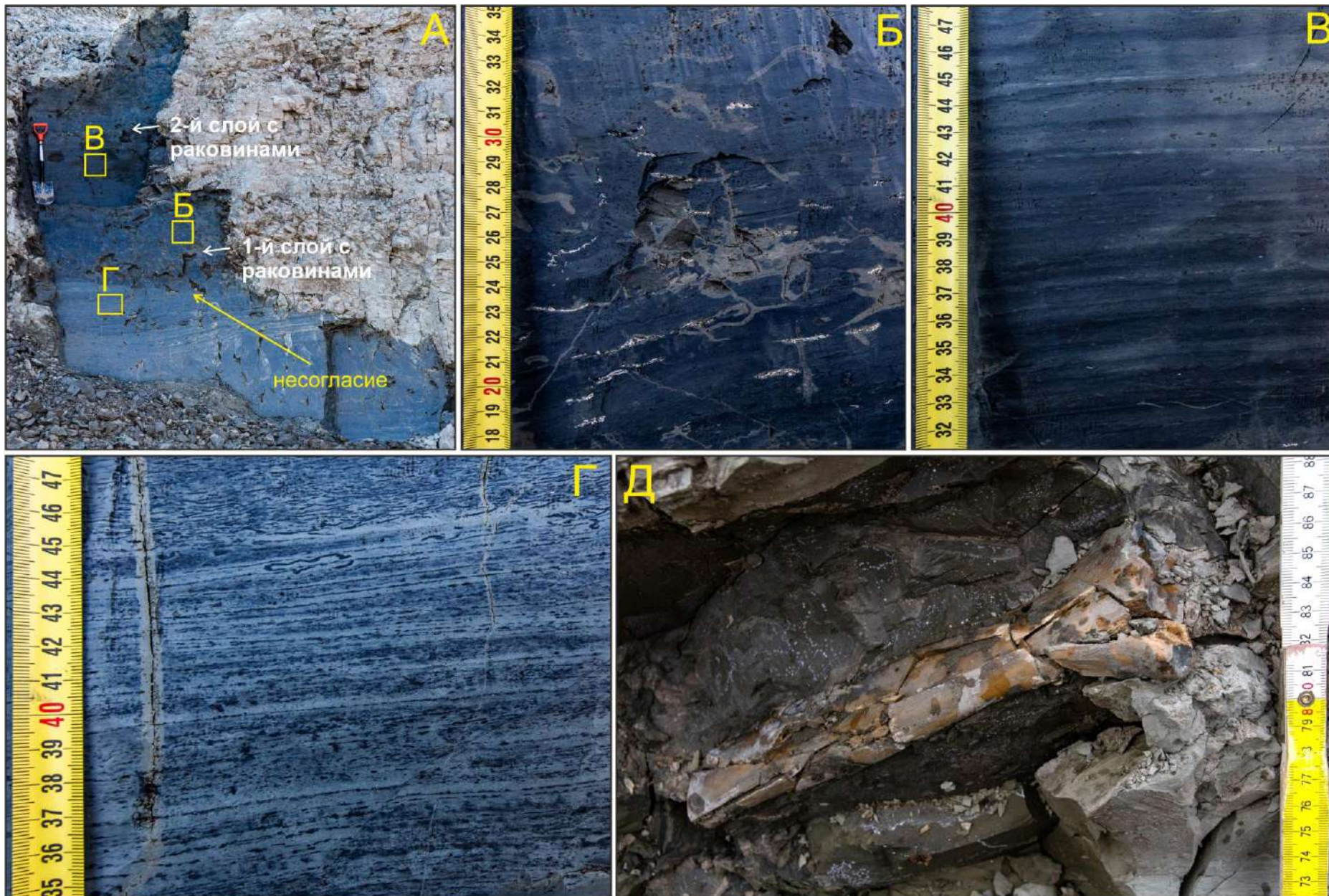


Рис. 4.6. А – Общий вид мгинской свиты в расчистке №8 (рис. 4.1). Б – Раздавленные створки раковин в мгинских отложениях. В, Г – Тонкая слоистость в мгинских отложениях. Д – кость передней правой ноги взрослой особи *Cervus elaphus*, обнаруженная в мгинских отложениях.

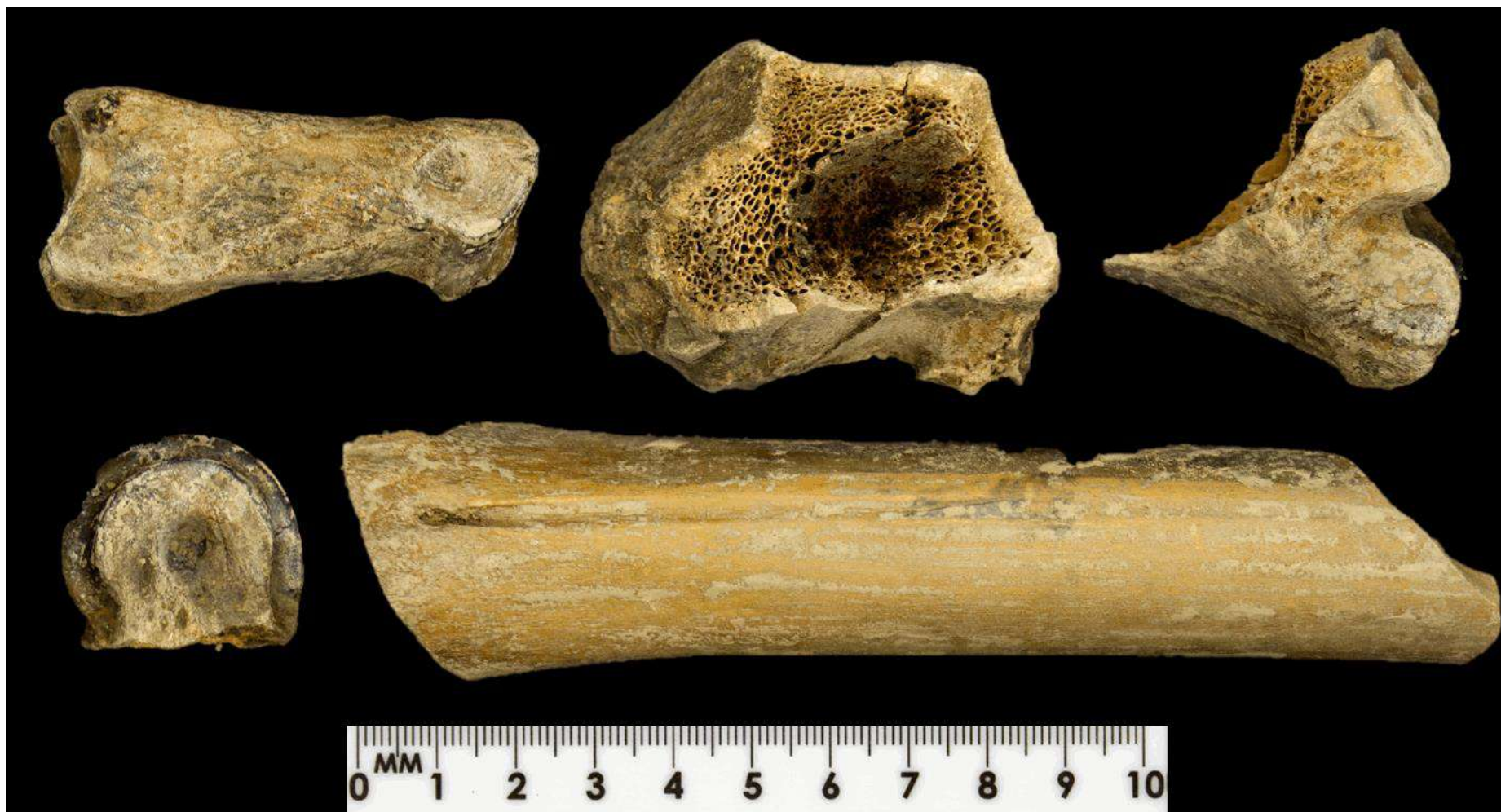


Рис. 4.7. Кости передней правой ноги взрослой особи *Cervus elaphus* (определения П. А. Косинцева, ИЭРиЖ УрО РАН)

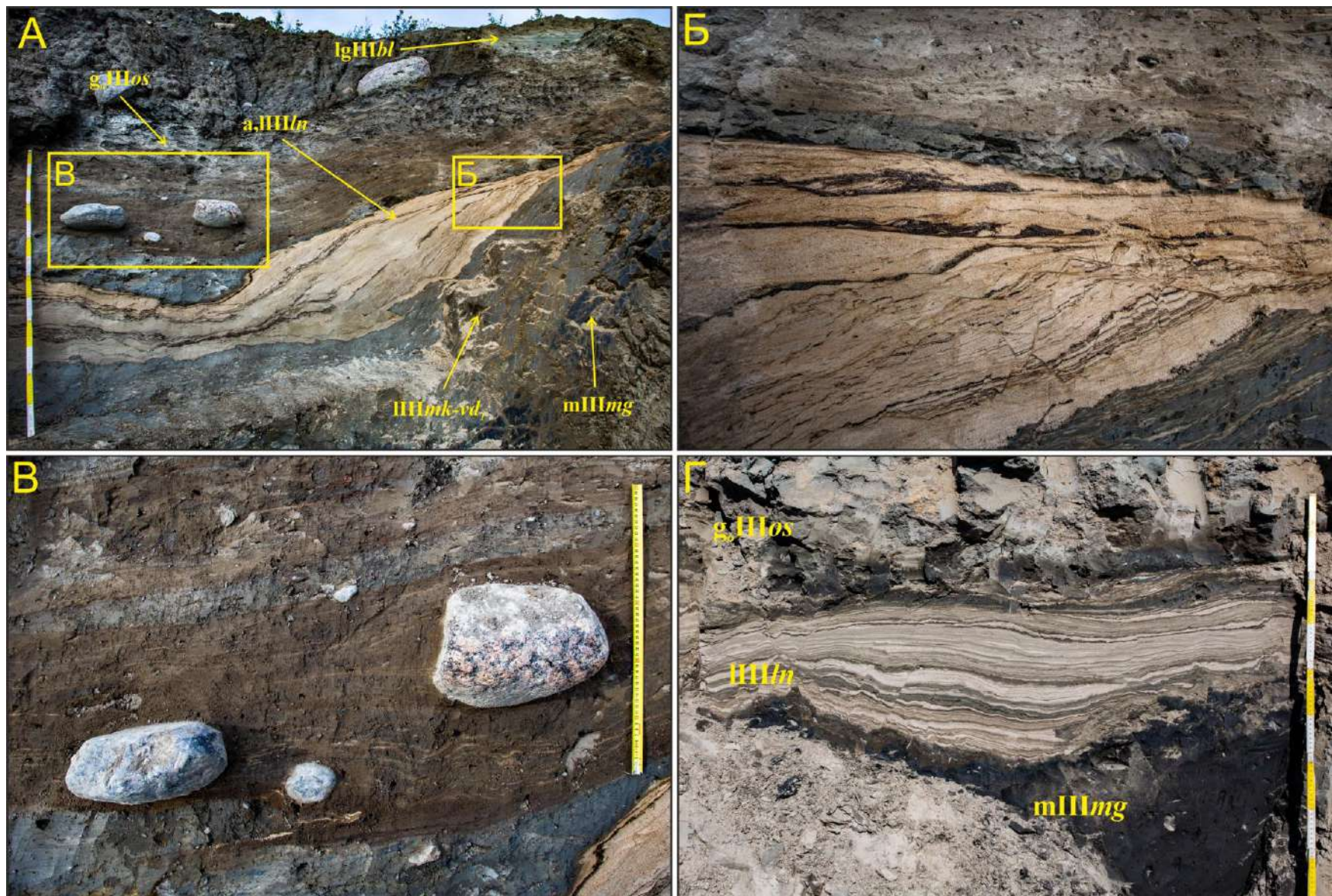


Рис. 4.8. А – Общий вид расчистки №3 (Рисунок 4.1) (*m,III/mg* – мгинский мариний, *III/mk-vd₁* – микулинский/нижневалдайский лимний, *a,III/l* – ленинградский аллювий/лимний, *g,III/os* – ошастковская основная морена, *lg,III/bl* – гляциолимний Балтийского ледникового озера). Б – Растительный детрит и разрывные деформации в ленинградских песках. В – Ориентированные валуны в ошастковской основной морене. Д – Ленинградский лимний между мгинскими отложениями и ошастковской мореной в расчистке №4 (рис. 4.1).

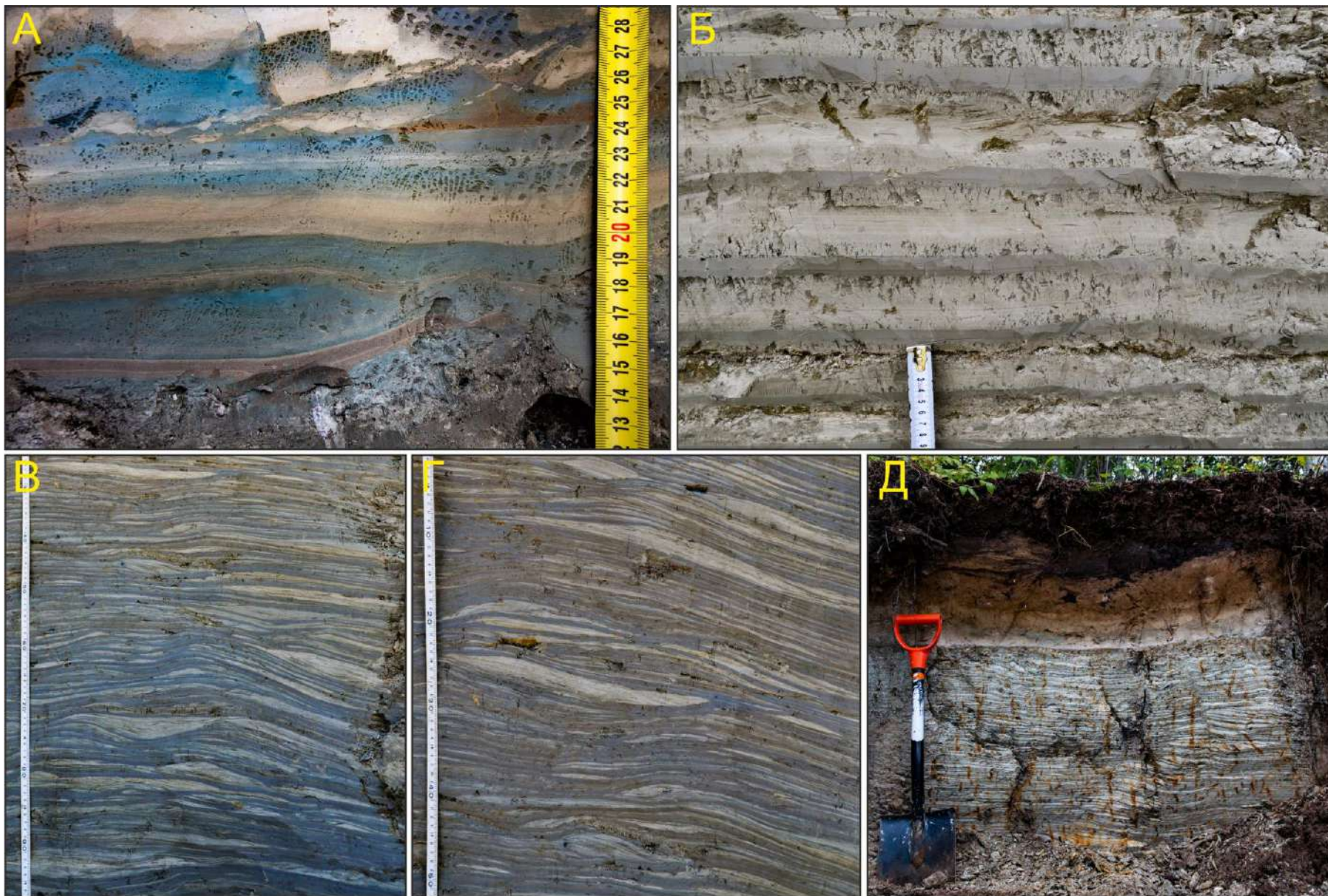


Рис. 4.9. А – Подошва балтийского гляциолимния в расчистке №3 (рис. 4.1). Б – Варвы мощностью до 10 см в нижней части балтийской свиты (фото М. В. Шитова). В,Г – Линзовидная слоистость в ленточных отложениях балтийской свиты (фото М. В. Шитова). Д – Тонкие варвы в кровле балтийских отложений.

Формация №5

Описание. Толща вскрыта только в расчистке №5 (рис. 4.1, 4.3, 4.8Г) и представлена субгоризонтально переслаивающимися светло-серыми мелкозернистыми песками и тёмно-серыми алевритами мощностью не более 0.4 м. В отложениях наблюдаются разрывные деформации.

Интерпретация. Субгоризонтальная слоистость и гранулометрический состав позволяют сделать вывод об озёрном генезисе изученной формации. Ранее (Ручкин и др., 2021) мы отнесли её к осташковскому горизонту и предположили внутриледниковый генезис, так как толща подстилается диамиктоном неясного происхождения. Однако, полученные позже результаты ОСЛ-датирования (см. §3.2.1) однозначно указывают на то, что описанные отложения следует коррелировать с ленинградским горизонтом.

Формация №6

Описание. Толща распространена на всей площади карьера и представлена серо-коричневым глинисто-алевритовым и песчано-алевритовым диамиктоном мощностью от 3 до 10 м с галькой и валунами кристаллических пород размером до 1,5 м (рис. 4.1, 4.7А,В). Высотные отметки её кровли изменяются от 1 до 5–6 м абс. выс. В расчистке №5 (рис. 4.1, 4.3, 4.6В) в нижней части диамиктовой толщи наблюдается субгоризонтальная полосчатость, которая выше по разрезу сменяется массивной текстурой.

Интерпретация. В расчистке №5 наблюдается типичная вертикальная последовательность фаз переработки подстилающих пород в тиллы (Banham, 1977; Hart and Boulton, 1991; Bennett and Glasser, 2009) (снизу вверх): 1) недеформированные мгинские глинистые алевриты; 2) гляциотектонит, включающий в себя смятые в складки морские и озёрные/аллювиальные отложения; 3) диамиктон с тектонической полосчатостью; 4) гомогенизированный диамиктон. Совокупность текстурно-структурных признаков, а также стратиграфическое положение диамиктона, позволяют однозначно отнести его к основной морене осташковского горизонта (табл. 4.1).

Формация №7

Описание. Толща распространена по всей площади карьера. Она представлена ленточно-слоистыми песками и алевритами серого цвета (рис. 4.1, 4.9). У подошвы формации зимние слойки имеют голубоватый оттенок (рис. 4.9А). В нижней части толщи зафиксирован горизонт с галькой и гравием кристаллических и глинистых пород. Ленточные отложения имеют мощность от 6,5 м до 11 м и слагают площадку террасы с отметками 12–13 м абс. выс. Мощности варв уменьшаются вверх по разрезу от ~10 см до 1–2 см (рис. 4.9Б,Д). В некоторых частях карьера в ленточных отложениях наблюдается линзовидная слоистость (рис. 4.9В,Г). В кровле

формации отмечаются вертикально ориентированные следы ожелезнения по корням растений (рис. 4.9Д).

Интерпретация. Стратиграфическое положение и текстурные особенности позволяют отнести описанную толщу к отложениям БЛО (табл. 4.1). Данная интерпретация подтверждается также результатами ОСЛ-датирования (см §3.2.1). Горизонт в нижней части формации, обогащённый крупнозернистым материалом, свидетельствует об активизации ледового разноса. Уменьшение мощности варв вверх по разрезу свидетельствует о постепенном отступлении фронта ледника.

4.2. Варвохронология

Подсчёт варв производился в свердловских отложениях в расчистках №№ 7 и 9 (рис. 4.1, 4.3). В расчистке №7 видимая часть свердловской формации мощностью 6.2 м включает около 1100 варв, в то время как в расчистке №9 видимая мощность ленточных отложений составляет 4.0 м, а число варв – приблизительно 1050. Данные оценки следует рассматривать как минимальные, ввиду того что часть варв в разрезе очень тонкие (меньше 1 мм) и их не всегда можно различить визуально. Для более точной оценки числа годовых слоёв необходимо проведение специализированных варвохронологических исследований.

4.3. ОСЛ-хронология

4.3.1. Мощности дозы

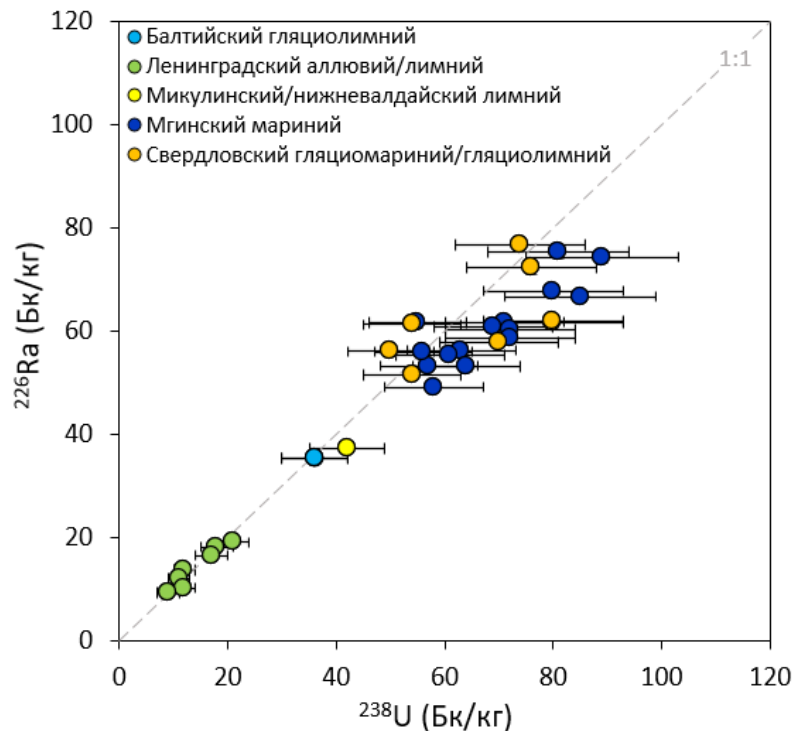


Рис. 4.10. Корреляция между удельными активностями ^{238}U и ^{226}Ra в межморенных отложениях разреза Завод им. Свердлова.

Удельные активности ^{238}U , ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K определены в 33 пробах с использованием гамма-спектрометрии высокого разрешения (табл. 4.2). Глинисто-алевритовые свердловские, мгинские и микулинские/нижневалдайские отложения обладают высокой радиоактивностью, поэтому соответствующие мощности дозы также высокие (3.59–4.68 Гр/тыс. лет в кварце) (табл. 4.3). Отложения Балтийского ледникового озера слегка менее радиоактивны (мощности дозы в кварце 3.45–3.52 Гр/тыс. лет), а наименьшее содержание радиоактивных элементов имеют ленинградские отложения (мощности дозы в кварце 1.39–2.45 Гр/тыс. лет). Надёжность результатов определения концентраций элементов, полученных гамма-спектрометрическим

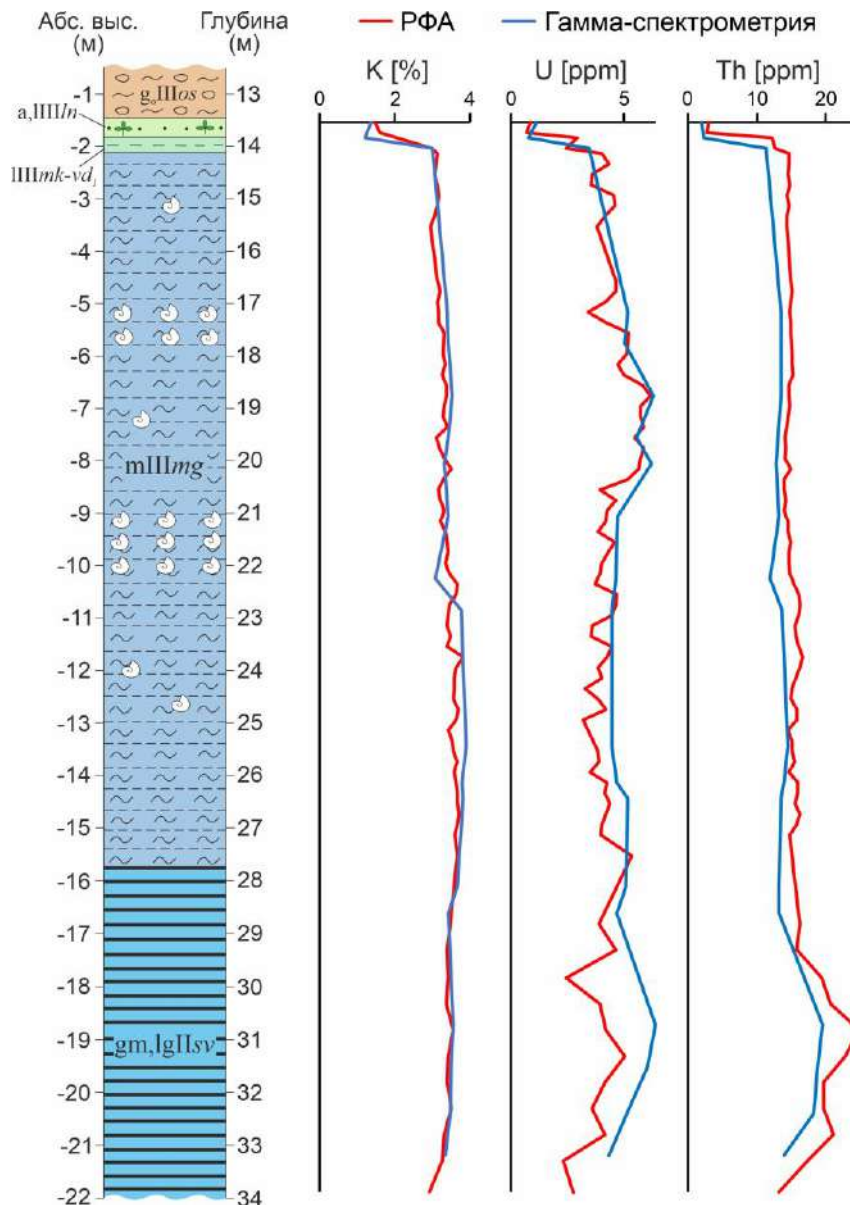


Рис. 4.11. Результаты измерения концентраций калия, урана и тория в межморенных отложениях разреза Завод им. Свердлова гамма-спектрометрическим и рентгенофлуоресцентным методами. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.

методом, подтверждена результатами РФА, выполненного для свердловских, мгинских и микулинских/нижневалдайских отложений (рис. 4.11). Кривые зависимости концентрации

Таблица 4.2. Результаты определения удельных активностей естественных радионуклидов в отложениях разреза Завод им. Свердлова.

№	Образец	Глубина (м)	Влажность (%)	Удельная активность (Бк/кг)			
				²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K
1	Эталон 3	0.7	18±5	36±6	35.2±0.7	39.1±0.6	810±38
2	Эталон 2	2.5	30±5	36±6	35.4±0.7	45.6±0.7	898±41
3	2105-23	15	20±5	21±3	19.0±0.4	19.6±0.4	650±30
4	2105-22	15	23±5	18±3	18.1±0.4	18.1±0.4	632±29
5	2105-21	15	21±5	17±3	16.5±0.4	16.0±0.3	607±28
6	2104-14	12.5	17±5	12±2	13.6±0.3	11.2±0.3	414±20
7	2104-13	13	17±5	11±2	12.1±0.3	10.5±0.2	438±21
8	2024-81	13.5	20±5	12±2	10.2±0.2	9.5±0.2	385±21
9	2024-79	13.8	20±5	9±2	9.3±0.2	8.3±0.2	429±20
10	2024-82	14	27±5	42±7	37.2±0.7	46.1±0.7	954±44
11	2103-29	17.1	45±5	71±11	61.7±1.1	54.8±0.9	1080±50
12	2103-19	17.7	45±5	72±12	60.3±1.0	55.3±0.8	1090±51
13	2103-27	18.7	46±5	81±13	75.3±1.3	55.2±0.9	1120±52
14	2103-28	19.6	46±5	85±14	66.6±1.1	53.3±0.8	1090±51
15	2103-21	20	43±5	89±14	74.3±1.3	51.9±0.8	1056±49
16	2103-25	21	38±5	63±10	56.2±1.0	53.7±0.8	1086±50
17	2103-26	22.2	38±5	61±10	55.3±0.9	48.6±0.7	979±45
18	2103-17	25.4	30±5	64±10	53.1±1.0	59.4±0.9	1238±57
19	2103-12	26.1	31±5	56±9	55.9±1.0	56.5±0.8	1207±56
20	2103-18	26.4	32±5	55±9	61.6±1.1	55.2±0.8	1210±56
21	2102-9	27.5	29±5	69±11	60.8±1.0	53.8±0.8	1161±54
22	2021-77	17.5	47±5	80±13	67.7±1.2	55.9±0.8	1115±51
23	2021-76	19	35±5	72±12	58.5±1.1	61.5±0.9	1250±57
24	2021-75	20.5	31±5	58±9	49.1±0.9	59.4±0.9	1263±58
25	2102-20	28.6	26±5	50±8	56.0±1.0	53.8±0.8	1090±50
26	2102-11	31.5	41±5	76±12	72.2±1.2	76.6±1.1	1110±51
27	2102-8	31.7	39±5	74±12	76.6±1.3	79.5±1.1	1130±52
28	2102-10	32.4	39±5	54±9	61.2±1.0	74.2±1.1	1101±51
29	2102-6	33.2	36±5	54±9	51.4±0.9	56.9±0.8	1060±50
30	2021-71	23	29±5	70±11	57.8±1.0	57.9±0.9	1147±52
31	2021-70	24	29±5	80±13	61.5±1.1	65.6±1.0	1117±51
32	2021-69	26	37±5	80±13	61.8±1.1	74.6±1.2	1100±52
33	2103-24	22.8	36±5	57±9	53.2±0.9	55.8±0.8	1194±56

Таблица 4.3. Результаты датирования крупнозернистой (63–250 мкм) фракции кварца (Q) и калиевых полевых шпатов (KF), а также тонкозернистой (4–11 мкм) полиминеральной (PM) фракции методом ОСЛ. n – количество принятых (п) и исключённых (и) навесок. Даты, полученные по КПШ с использованием сигналов pIRIR₂₉₀ и pIRIR₂₂₅, скорректированы на аномальное затухание (Huntley and Lamothe, 2001). Погрешности соответствуют доверительному интервалу 1σ.

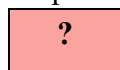
Общая шкала	Горизонт	Стратоген	№	Полевой №	Лабораторный №	Глубина (м)	Влажность (%)	Размер зёрен (мкм)	Мощность дозы (Гр/тыс. лет)	Минерал	Сигнал	n (п/и)	Эквивалентная доза нескоррект. (Гр)	ОСЛ-возраст нескоррект. (тыс. лет)	ОСЛ-возраст скоррект. (тыс. лет)	KF/Q
Верхний плейстоцен	Осташковский	Балтийский гляциолимний	1	Эталон 3	RGI-813 C-L5323	0.7	18±5	90-180	3.52±0.14	Q	post-IR OSL	20/7	59±5	16.9±1.6	–	?
								90-180	4.23±0.22	KF	pIRIR ₂₂₅	3/0	328±25	78±7	–	4.62±0.56
											IR _{50,225}	3/0	225±39	53±10	–	3.14±0.64
			2	Эталон 2	RGI-814 C-L5324	2.5	30±5	90-180	3.45±0.13	Q	post-IR OSL	18/0	54±3	15.7±1.0	–	?
								90-180	4.17±0.22	KF	pIRIR ₂₂₅	3/0	210±13	50±4	–	3.18±0.29
											IR _{50,225}	3/0	129±11	31±3	–	1.97±0.21
	Ленинградский	Ленинградский лимний	3	2105-23	RGI-863 C-L5327	15	17±5	90-180	2.45±0.11	Q	post-IR OSL	25/9	95±7	39±3	–	?
								90-180	3.16±0.21	KF	pIRIR ₂₂₅	3/0	259±29	82±11	–	2.10±0.31
											IR _{50,225}	3/0	176±14	56±6	–	1.44±0.18
								90-180	2.35±0.10	Q	post-IR OSL	27/0	91±5	39±3	–	✓
								90-180	3.06±0.20	KF	pIRIR ₂₂₅	3/0	194±22	63±8	–	1.62±0.23
											IR _{50,225}	3/0	126±12	41±5	–	1.05±0.14
			5	2105-21	RGI-865 C-L5329	15	20±5	90-180	2.17±0.09	Q	post-IR OSL	27/10	84±7	39±4	–	✓
								90-180	2.88±0.20	KF	pIRIR ₂₂₅	3/0	237±11	82±7	–	2.10±0.26
											IR _{50,225}	3/0	163±35	57±13	–	1.46±0.36
								180-250	1.46±0.06	Q	post-IR OSL	15/3	68±5	47±4	–	✓✓
								180-250	2.49±0.16	KF	pIRIR ₂₂₅	3/0	155±23	62±10	–	1.32±0.23
											IR _{50,225}	3/0	87±11	35±5	–	0.74±0.12
	7	2104-13	RGI-867 C-L5326	13	21±5	90-180	1.55±0.07	Q	post-IR OSL	16/2	64±6	41±4	–	✓✓		
						180-250	2.54±0.16	KF	pIRIR ₂₂₅	3/0	132±8	52±4	–	1.27±0.14		
									IR _{50,225}	3/0	92±7	36±3	–	0.88±0.10		
						90-180	1.39±0.06	Q	OSL	16/1	74±4	53±4	–	✓✓		
						180-250	2.39±0.16	KF	pIRIR ₂₉₀	3/0	164±12	69±7	–	1.30±0.15		
									IR _{50,290}	3/0	110±4	46±3	–	0.87±0.08		
9	2024-79	RGI-869 Risø 202593	13.8	20±5	180-250	1.43±0.06	Q	OSL	17/2	89±5	62±4	–	–			

Общая шкала	Горизонт	Стратоген	№	Полевой №	Лабораторный №	Глубина (м)	Влажность (%)	Размер зёрен (мкм)	Мощность дозы (Гр/тыс. лет)	Минерал	Сигнал	n (п/и)	Эквивалентная доза нескоррект. (Гр)	ОСЛ-возраст нескоррект. (тыс. лет)	ОСЛ-возраст скоррект. (тыс. лет)	KF/Q
Верхний плейстоцен	Микулинский/нижевалдайский	Микулинский/нижевалдайский лимний	10	2024-82	RGI-870 Risø 202596	14	27±5	63-90	4.16±0.16	KF	pIRIR ₂₉₀	6/0	469±19	113±6	119±7	–
											IR _{50,290}	5/1	281±10	68±4	–	–
	Микулинский	Мгинский мариний	11	2103-29	RGI-871 C-L5330	17.1	45±5	90-150	4.50±0.18	KF	pIRIR ₂₂₅	6/1	504±41	112±10	129±12	–
											IR _{50,225}	5/2	444±55	99±13	–	–
			12	2103-19	RGI-873 C-L5331	17.7	45±5	150-250	4.74±0.23	KF	pIRIR ₂₂₅	5/0	537±30	113±8	130±9	–
											IR _{50,225}	4/1	404±21	85±6	–	–
			13	2103-27	RGI-874 C-L5332	18.7	46±5	90-250	3.99±0.15	Q	post-IR OSL	12/0	381±30	95±8	–	–
											pIRIR ₂₂₅	5/6	417±22	87±6	100±7	–
								90-180	4.75±0.22	KF	IR _{50,225}	8/3	306±21	65±5	–	–
											post-IR OSL	23/1	278±18	72±5	–	–
			14	2103-28	RGI-876 C-L5333	19.6	46±5	63-250	3.87±0.15	Q	post-IR OSL	23/1	278±18	72±5	–	–
											pIRIR ₂₂₅	4/2	468±23	102±6	117±7	–
								90-150	4.57±0.18	KF	IR _{50,225}	4/2	436±33	96±8	–	–
											4-11	5.68±0.28	PM	pIRIR ₂₂₅	6/0	535±19
			5.28±0.26	IR _{50,225}	6/0	389±14	74±5	–	–							
			15	2103-21	RGI-877 C-L5334	20	43±5	90-250	3.93±0.14	Q	post-IR OSL	13/2	295±23	75±6	–	–
	pIRIR ₂₂₅	5/0									495±66	102±14	117±16	–		
	150-250	4.87±0.24	KF	IR _{50,225}	3/2	287±10	59±4	–	–							
				pIRIR ₂₂₅	5/1	444±28	96±7	110±8	–							
	16	2103-25	RGI-879 C-L5335	21	38±5	90-150	4.62±0.19	KF	IR _{50,225}	6/0	319±54	69±12	–	–		
4-11									5.64±0.26	PM	pIRIR ₂₂₅	6/0	556±20	99±6	115±7	–
5.26±0.25						IR _{50,225}	5/1	401±15			76±5	–	–			

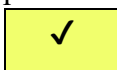
Общая шкала	Горизонт	Стратоген	№	Полевой №	Лабораторный №	Глубина (м)	Влажность (%)	Размер зёрен (мкм)	Мощность дозы (Гр/тыс. лет)	Минерал	Сигнал	n (п/и)	Эквивалентная доза нескоррект. (Гр)	ОСЛ-возраст нескоррект. (тыс. лет)	ОСЛ-возраст скоррект. (тыс. лет)	KF/Q
Верхний плейстоцен	Микулинский	Мгинский мариний	17	2103-26	RGI-880 C-L5336	22.2	38±5	90-250	3.59±0.14	Q	post-IR OSL	16/1	242±25	67±7	–	–
								63-90	4.16±0.15	KF	pIRIR ₂₂₅	6/0	585±27	141±8	162±9	–
			IR _{50,225}	6/0	408±15	98±5	–				–					
			18	2103-17	RGI-882 C-L5338	25.4	30±5	63-250	4.61±0.19	Q	post-IR OSL	13/2	276±33	60±7	–	–
			19	2103-12	RGI-883 C-L5339	26.1	31±5	90-250	4.43±0.18	Q	post-IR OSL	12/0	486±52	110±12	–	–
								90-180	5.19±0.24	KF	pIRIR ₂₂₅	6/0	798±78	154±17	177±20	–
											IR _{50,225}	6/0	500±32	96±8	–	–
			20	2103-18	RGI-884 C-L5340	26.4	32±5	90-250	4.43±0.18	Q	post-IR OSL	3/0	348±70	78±16	–	–
								90-250	5.29±0.35	KF	pIRIR ₂₂₅	9/2	645±42	122±11	140±13	–
											IR _{50,225}	10/1	540±55	102±12	–	–
			21	2102-9	RGI-888 C-L5341	27.5	29±5	90-180	5.21±0.24	KF	pIRIR ₂₂₅	5/1	568±37	109±9	125±10	–
											IR _{50,225}	6/0	635±129	122±25	–	–
			22	2021-77	RGI-872 Risø 202592	17.5	47±5	90-180	4.65±0.22	KF	pIRIR ₂₉₀	5/1	510±18	110±6	116±7	–
											IR _{50,290}	6/0	326±12	70±4	–	–
			23	2021-76	RGI-875 Risø 202591	19	35±5	90-180	5.31±0.24	KF	pIRIR ₂₉₀	6/0	524±25	99±6	104±7	–
											IR _{50,290}	6/0	354±12	67±4	–	–
			24	2021-75	RGI-878 Risø 202590	20.5	31±5	90-180	5.31±0.25	KF	pIRIR ₂₉₀	4/2	727±22	137±8	144±10	–
											IR _{50,290}	4/2	438±14	83±5	–	–

Общая шкала	Горизонт	Стратоген	№	Полевой №	Лабораторный №	Глубина (м)	Влажность (%)	Размер зёрен (мкм)	Мощность дозы (Гр/тыс. лет)	Минерал	Сигнал	n (п/и)	Эквивалентная доза нескоррект. (Гр)	ОСЛ-возраст нескоррект. (тыс. лет)	ОСЛ-возраст скоррект. (тыс. лет)	KF/Q
Средний плейстоцен	Московский	Свердловский гляциомариний/гляциолимний	25	2102-20	RGI-889 C-L5342	28.6	26±5	90-180	5.03±0.24	KF	pIRIR ₂₂₅	6/0	838±80	167±18	192±21	–
											IR _{50,225}	6/0	674±70	134±15	–	–
			26	2102-11	RGI-890 C-L5344	31.5	39±5	90-250	5.23±0.34	KF	pIRIR ₂₂₅	5/1	1234±87	236±23	272±27	–
											IR _{50,225}	5/1	893±44	170±14	–	–
								4-11	6.56±0.32	PM	pIRIR ₂₂₅	6/0	1196±44	182±11	213±13	–
											IR _{50,225}	5/1	735±27	121±7	–	–
			27	2102-8	RGI-891 C-L5343	31.7	41±5	90-150	5.14±0.19	KF	pIRIR ₂₂₅	7/0	1178±119	229±25	264±29	–
											IR _{50,225}	7/0	914±92	178±19	–	–
			28	2102-10	RGI-892 C-L5345	32.4	39±5	63-250	4.14±0.16	Q	post-IR OSL	3/0	264±24	64±6	–	–
			29	2102-6	RGI-893 C-L5346	33.2	36±5	150-250	4.79±0.24	KF	pIRIR ₂₂₅	6/0	1104±119	230±27	265±32	–
											IR _{50,225}	5/1	834±43	174±13	–	–
			30	2021-71	RGI-885 Risø 202589	23	29±5	63-90	4.59±0.16	Q	OSL	8/4	443±23	95±6	–	–
								63-180	5.18±0.28	KF	pIRIR ₂₉₀	3/0	923±101	178±22	187±24	–
											IR _{50,290}	3/0	403±19	78±6	–	–
			31	2021-70	RGI-886 Risø 202588	24	29±5	63-90	4.68±0.17	Q	OSL	7/0	386±41	82±9	–	–
								63-180	5.28±0.28	KF	pIRIR ₂₉₀	6/0	832±51	158±13	166±15	–
											IR _{50,290}	6/0	375±17	71±5	–	–
			32	2021-69	RGI-887 Risø 202587	26	37±5	90-180	4.39±0.15	Q	OSL	4/13	578±110	132±26	–	–
								90-180	5.10±0.23	KF	pIRIR ₂₉₀	3/0	1286±63	252±17	265±20	–
											IR _{50,290}	3/0	699±24	137±8	–	–

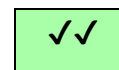
Вероятность засветки зёрен кварца перед захоронением:



– неизвестно



– вероятно, полностью засвечен



– полностью засвечен

калия от глубины, рассчитанные двумя методами, практически идентичны. Кривые для урана и тория, полученные разными методами, слегка отличаются, однако это можно частично объяснить тем обстоятельством, что гамма-спектрометрический анализ и РФА выполнялись для двух отдельно отобранных серий образцов. Гамма-спектрометрическому анализу подверглась серия проб, отобранных для ОСЛ-датирования через интервал около 1 м, в то время как образцы для геохимических анализов отбирались отдельно через интервал 0.2–0.5 м. Тем не менее, концентрации урана, измеренные с использованием РФА в среднем слегка меньше, чем измеренные методом гамма-спектрометрии. В то же время, для тория наблюдается обратная тенденция. Различия в определении концентраций урана и тория разными методами обычно не превышают 15% и компенсируют друг друга при расчёте мощностей дозы.

Один из источников погрешности при определении мощности дозы – неравновесие в ряду распада ^{238}U (Krbetschek et al., 1994; Olley et al., 1996). Чтобы проверить, находится ли ряд ^{238}U в равновесии, были рассчитаны соотношения активностей $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ (рис. 4.10). Они варьируют в диапазоне от 0.77 до 1.13, однако согласуются с единицей в пределах двух стандартных отклонений. Равновесие наблюдается в ленинградских (1.00 ± 0.05 , $n=7$ образцов) и балтийских (0.98 ± 0.03 , $n=2$) отложениях. Небольшой избыток ^{238}U фиксируется в свердловских варвах (0.94 ± 0.06 , $n=8$), в то время как наибольшее радиоактивное неравновесие определено в мгинской толще (0.89 ± 0.04 , $n=15$).

4.3.2. ОСЛ-возраст свердловских и мгинских отложений по кварцу

Результаты. Для свердловских и мгинских отложений получено 10 ОСЛ-дат по навескам зёрен кварца. Все полученные датировки рассчитаны при значениях D_e выше 200 Гр. Они, по большей части, оказались моложе, чем предполагалось, в интервале 132–60 тыс. лет (табл. 4.3), однако, две даты близки к ожидаемому возрасту отложений. Для образца 2021-69 из свердловской толщи получен возраст 132 ± 26 тыс. лет, а для образца 2103-12 из мгинских отложений – 110 ± 12 тыс. лет.

Интерпретация. При высоких (>200 Гр) значениях D_e в кварце часто наблюдается недооценка возраста (напр., Murray et al., 2007; Buylaert et al., 2007; Moska et al., 2012), которая обусловлена эффектом насыщения ОСЛ-сигнала. Этот эффект наиболее отчётливо выражен при датировании очень древних отложений с палеодозой более 2000 Гр. ОСЛ-сигнал в таких отложениях должен быть в насыщении, однако в ряде исследований (Buylaert et al., 2007; Timar-Gabor et al., 2012; Zander and Hilgers, 2013; Lowick and Valla, 2018; Anechitei-Deacu et al., 2018) были получены конечные даты, которые оказались сильно омоложенными. С другой стороны, многими исследованиями (Murray et al., 2002, 2008; Watanuki et al., 2005; Pawley et al., 2010; Astakhov and Nazarov, 2010; Назаров, 2011; Constantin et al., 2014; Schielein et al., 2015; Panin et

al., 2021; Nazarov et al., 2022) показано хорошее соответствие между ОСЛ-датами, полученными по крупнозернистой (63–180 мкм) фракции кварца, и результатами независимого определения возраста при значениях D_e в интервале 200–600 Гр.

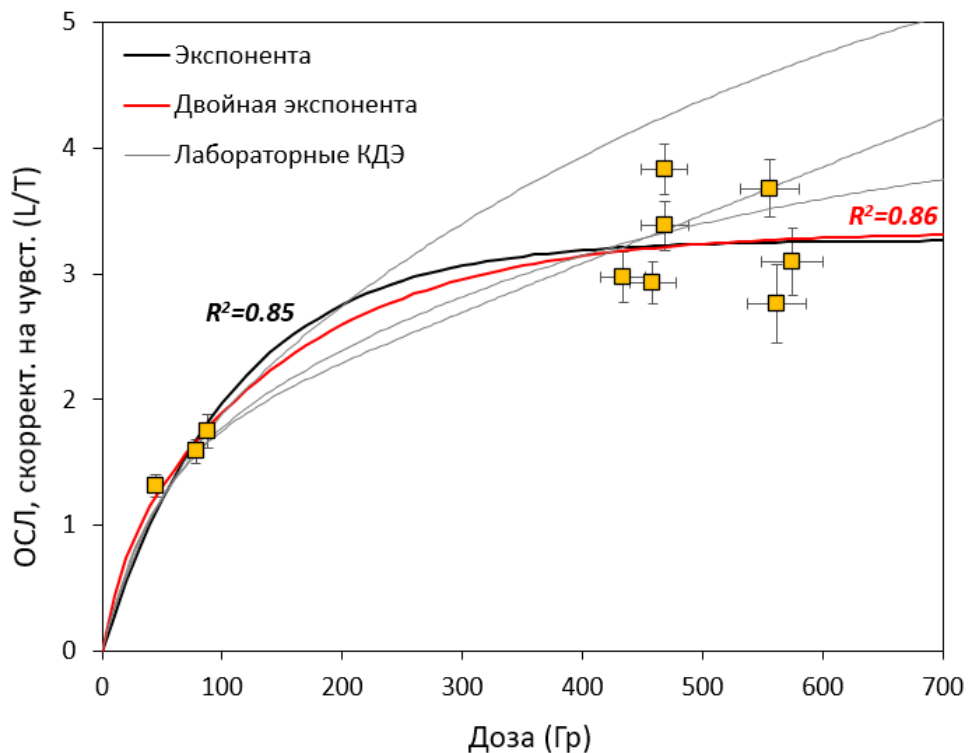


Рис. 4.12. Natural dose-effect curve, constructed for samples from the Zavod im. Sverdlova section. The KDR is approximated as an exponential function with saturation ($R^2 = 0.85$), as well as the sum of two exponential functions ($R^2 = 0.86$). In both cases, saturation occurs at $L/T \approx 3.3$. For comparison, examples of laboratory-induced KDRs are shown, which demonstrate further growth.

Чтобы выяснить, действительно ли датировки, полученные по кварцу, омоложены, была построена «натуральная кривая доза-эффект (КДЭ)» (natural dose-response curve) (Charpot et al., 2012). Данная кривая представляет собой зависимость скорректированной на чувствительность ОСЛ от предполагаемой естественной D_e . М. Чепот с соавторами (Charpot et al., 2012) обнаружили, что в отличие от лабораторно индуцированной КДЭ, которая лучше всего описывается суммой двух экспоненциальных функций, натуральная КДЭ хорошо аппроксимируется экспоненциальной функцией с более низким насыщением. Данное наблюдение позволило исследователям сделать вывод, что продолжающийся рост ОСЛ при высоких дозах является лабораторным артефактом, а в действительности сигнал находится в насыщении.

Чтобы выяснить, находится ли ОСЛ кварца в насыщении, натуральные КДЭ построены для образцов из разреза Завод им. Свердлова. Ожидаемые дозы рассчитаны на основании ожидаемых возрастов образцов. Возраст отложений БЛО предполагался ~13 тыс. лет (Gromig et al., 2019), в то время как ожидаемый возраст мгинских отложений основан на хронологии

земских пыльцевых зон (Müller, 1974; Lambeck et al., 2006). Для ленинградский отложений, даты по кварцу предполагались достоверными, так как они согласуются с полученными ранее радиоуглеродными датировками из ленинградских разрезов (Малаховский и др., 1969б; Арсланов и др., 1981; Краснов и др., 1995). Натуральная КДЭ, построенная для образцов из разреза Завод им. Свердлова, аппроксимирована как экспоненциальной функцией с насыщением ($R^2 = 0.85$), так и суммой двух экспоненциальных функций ($R^2 = 0.86$) (рис. 4.12). Обе кривые насыщаются при значении ОСЛ, скорректированной на чувствительность, около 3.3, в то время как лабораторно индуцированные КДЭ демонстрируют дальнейший рост. Таким образом, ОСЛ-сигнал в зёрнах кварца из свердловских и мгинских отложений, вероятно, находится в насыщении, и следовательно полученные ОСЛ-даты являются омоложенными.

4.3.3. ОСЛ-возраст ленинградских и балтийских отложений по кварцу

Результаты. Ленинградские отложения в разрезе Завод им. Свердлова представлены двумя формациями, отличающимися по внешнему облику. Первая из них сложена светло-коричневыми песками с прослоями растительного детрита (рис. 4.1, 4.8А,Б). Из этой толщи получено четыре ОСЛ-даты по кварцу: 62 ± 4 , 53 ± 4 , 47 ± 4 и 41 ± 4 тыс. лет (табл. 4.3). Первые два возраста могут быть несколько удревнены из-за недооценки мощности дозы гамма-излучения, так как соответствующие образцы отобраны из песчаной пачки мощностью ~ 0.3 м, заключённой между отложениями с более высокой радиоактивностью. Вторая формация представлена серыми параллельно переслаивающимися тонкозернистыми песками и алевроитами (рис. 4.1, 4.8Г). Из неё получено три ОСЛ-даты по кварцу: 39 ± 4 , 39 ± 3 и 39 ± 3 тыс. лет (табл. 4.3). Из отложений Балтийского ледникового озера получено две ОСЛ-даты по кварцу: 16.9 ± 1.6 и 15.7 ± 1.0 тыс. лет (табл. 4.3).

Интерпретация. Чтобы оценить, были ли зёрна кварца в датированных отложениях полностью засвечены перед захоронением, использован подход, предложенный Э. Мюррэм с соавторами (Murray et al., 2012). Данный метод основан на разнице скоростей засветки ОСЛ-сигнала в кварце и ИКСЛ-сигнала в КППШ – кварц засвечивается гораздо быстрее как естественным солнечным (Gofrey-Smith et al., 1988; Sanderson et al., 2007), так и искусственным светом (Thomsen et al., 2008; Buylaert et al., 2012; Murray et al., 2012). Даты по КППШ часто превышают даты по кварцу из-за неполной засветки зёрен КППШ перед захоронением. Данная проблема наиболее характерна для быстро накапливающихся отложений, например, водно-ледниковых (напр., Murray et al., 2012; Alexanderson and Murray, 2012; Möller and Murray, 2015; Новиков и др., 2023). Таким образом, если даты по кварцу и КППШ согласуются между собой, это свидетельствует о том, что зёрна обоих минералов были полностью засвечены перед захоронением (Murray et al., 2012). Напротив, если даты по КППШ значительно превышают даты

по кварцу, это указывает не только на недостаточную засветку зёрен КПШ, но и на возможную неполную засветку зёрен кварца. П. Мёллер и Э. Мюррэй (Möller and Murray, 2015) предложили трёхуровневую классификацию вероятности засветки кварца, основанную на соотношениях между возрастными, полученными по КПШ и кварцу. Если отношение $pIRIR$ -возраста КПШ к соответствующему возрасту кварца меньше или равно единице в пределах 2σ , кварц «полностью засвечен». Если отношение IR_{50} -возраста КПШ к соответствующему возрасту кварца меньше или равно единице в пределах 2σ , кварц «вероятно, полностью засвечен». В случае, если оба условия не выполняются, вероятность засветки неизвестна. Наличие двух уровней уверенности в полной засветке кварца обусловлено тем, что $pIRIR$ -сигналы обнуляются медленнее чем IR_{50} -сигнал (Li and Li, 2011; Buylaert et al., 2012; Murray et al., 2012). Кроме того, IR_{50} -сигнал в КПШ сильно подвержен аномальному затуханию (Spooner, 1992; 1994), поэтому IR_{50} -даты, полученные по хорошо засвеченным зёрнам КПШ, обычно на $\sim 30\%$ моложе соответствующих дат по кварцу (Möller and Murray, 2015).

Соотношения возрастов KF/Q рассчитаны для восьми образцов из ленинградских и балтийских отложений. Данный подход не использовался для более древних образцов, так как для них получены омоложенные ОСЛ-даты по кварцу. Соотношения возрастов KF/Q (табл. 4.3) показывают, что в ленинградских отложениях кварц, скорее всего, был полностью засвечен перед захоронением, в то время как в гляциолимнии БЛО кварц, вероятно, был засвечен не полностью. Последний вывод соответствует результатам, полученным для Ладожского озера (Gromig et al., 2019), согласно которым накопление ленточных отложений там началось $13\,910 \pm 140$ кал. л. н. Таким образом, даты 16.9 ± 1.6 и 15.7 ± 1.0 тыс. лет (табл. 4.3), вероятно, несколько удревнены.

4.3.4. ОСЛ-возраст свердловских, мгинских и микулинских/нижневалдайских отложений по калиевым полевым шпатам и полиминеральной фракции

Из свердловских, мгинских и микулинских/нижневалдайских отложений получено шестнадцать ОСЛ-дат по крупнозернистой фракции КПШ с использованием протокола $pIRIR_{225}$, семь ОСЛ-дат по крупнозернистой фракции КПШ с использованием протокола $pIRIR_{290}$ и три ОСЛ-даты по тонкозернистой полиминеральной фракции (табл. 4.3). Все полученные даты скорректированы на аномальное затухание согласно Д. Хантли и М. Ламоту (Huntley and Lamothé, 2001). Для расчётов использовалась функция `calc_FadingCorr` (Kreutzer, 2022) из пакета ‘Luminescence’ в R. Кроме того, были протестированы два других метода коррекции ОСЛ-возрастов на аномальное затухание (Lamothé et al., 2003; Kars et al., 2008), однако полученные с их помощью результаты переоценивают предполагаемый возраст отложений. Чтобы не перегружать таблицу данными, эти результаты не приводятся.

Из свердловских отложений получено девять дат в диапазоне 272–166 тыс. лет. Все они представляются удревнёнными по нескольким причинам. Во-первых, датированная часть свердловской толщи сложена ленточными отложениями с общим числом годовых слоёв около 1100. Во-вторых, ленточные отложения переходят в морские глинистые алевриты мгинской толщи постепенно, без видимых перерывов в осадконакоплении. Это позволяет предполагать, что свердловская формация накапливалась в самом конце московского криохрона при переходе к межледниковью, т.е. ~130 тыс. лет назад. В-третьих, удревнение ОСЛ-дат по КПШ из водноледниковых отложений – широко распространённое явление (напр., Murray et al., 2012; Alexanderson and Murray, 2012; Möller and Murray, 2015; Новиков и др., 2023). Кроме того, даты 78 ± 7 и 50 ± 4 тыс. лет, полученные по КПШ из позднеледникового балтийского гляциолимния (табл. 4.3) свидетельствуют о том, что остаточная доза в зёрнах КПШ из осадков водноледникового генезиса в районе исследования может достигать ~250 Гр.

Из мгинской толщи получено пятнадцать дат в диапазоне 177–100 тыс. лет (среднее значение – 123 ± 10 тыс. лет, 2σ). Из микулинского/нижневалдайского лимния получена дата 119 ± 7 тыс. лет.

4.3.5. Глубинно-возрастная модель мгинской толщи

Чтобы оценить продолжительность формирования мгинской толщи в разрезе Завод им. Свердлова, построена глубинно-возрастная модель (ГВМ). Для создания ГВМ использовался пакет ‘rbacon’ v2.5.8 в программной среде R (Blaauw and Christen, 2011; Blaauw et al., 2022). Модель построена по двенадцати датам, полученным по КПШ из мгинской толщи в расчистке №6 (рис. 4.1, 4.3, 4.11) и одной дате из микулинских/нижневалдайских отложений. Даты по КПШ, полученные из свердловской формации, не включены в модель, так как они, вероятно, значительно удревнены. Общие для всех дат систематические погрешности (Rhodes et al., 2003) были исключены из итоговых погрешностей перед моделированием. Они включают погрешности коэффициентов преобразования, калибровки источника бета-излучения, калибровки гамма-спектрометра, воспроизводимости результатов измерения ТЛ/ОСЛ-ридера и составляют в сумме около 5%. Использована предложенная программой средняя скорость осадконакопления 2 м/тыс. лет. Неопределённость ГВМ соответствует доверительной вероятности 68% (1σ).

Согласно построенной модели, накопление мгинской толщи началось 133 ± 8 тыс. лет назад и закончилось 109 ± 7 тыс. лет назад (общие систематические погрешности включены). По крайней мере, две даты из мгинской толщи – 177 ± 20 и 162 ± 9 тыс. лет – представляются значительно удревнёнными, вероятно, по причине неполной засветки зёрен КПШ перед

захоронением, однако они не были исключены при построении ГВМ, чтобы не вносить в оценку возраста субъективный фактор.

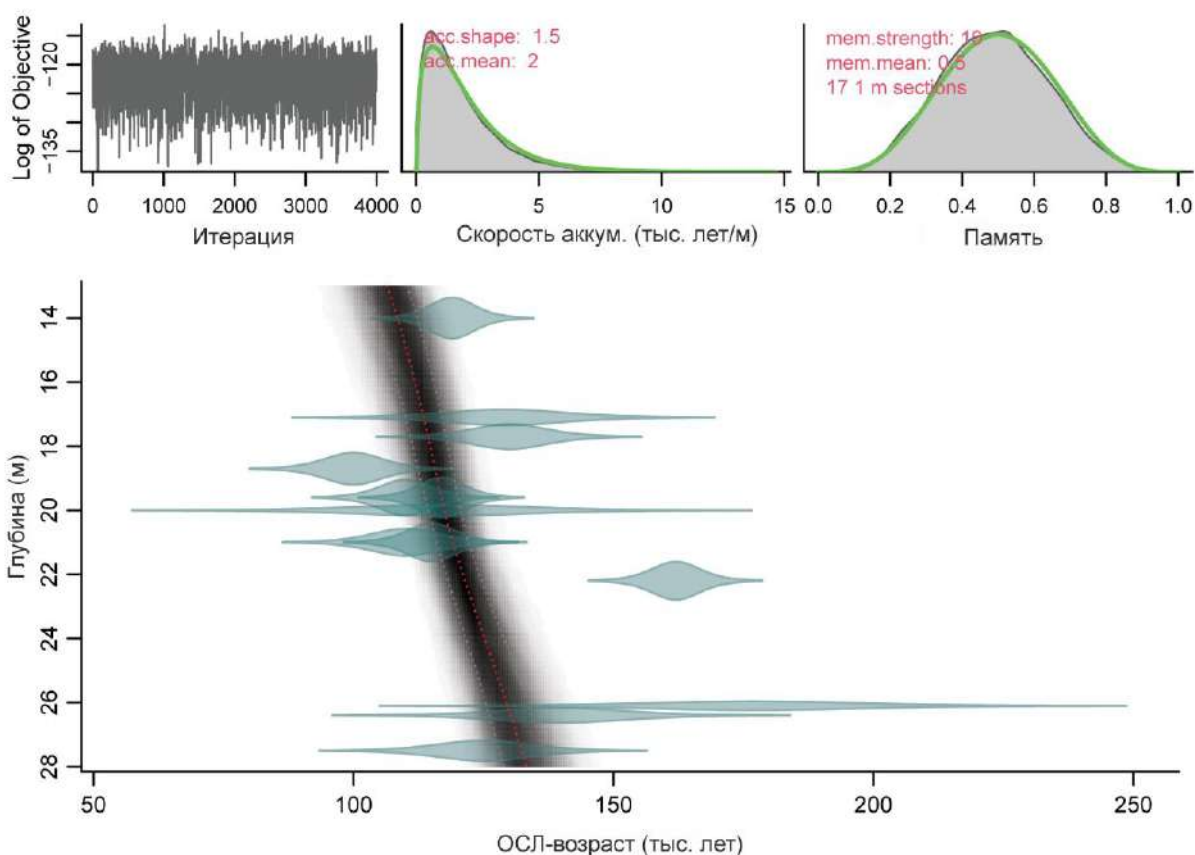


Рис. 4.13. Глубинно-возрастная модель мгинской толщи в разрезе Завод им. Свердлова. Общие систематические погрешности не включены.

4.4. Спорово-пыльцевой анализ

По межморенным отложениям разреза Завод им. Свердлова построено две спорово-пыльцевые диаграммы (СПД): для первой образцы были отобраны из расчистки №9, для второй – из расчисток № 6 и 7 (рис. 4.1, 4.3). Выделение локальных палинозон (ЛПЗ) на диаграммах и их описания выполнены Е. С. Носевич (ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

4.4.1. Спорово-пыльцевая диаграмма №1

В расчистке №9 (рис. 4.1, 4.3) для спорово-пыльцевого анализа было отобрано 32 образца. На диаграмме выделено две локальные палинозоны (рис. 4.14, 4.15).

ЛПЗ1 (-14.5 – -10.0 м абс. выс.)

Описание. Палинозона совпадает в своих границах со свердловской толщей. В целом спорово-пыльцевые спектры характеризуются хорошей сохранностью форм. Повсеместно преобладают древесные (до 80.1% от общего количества пыльцы и спор), среди которых доминирует *Picea* (до 53.2% от общего количества пыльцы и спор). Выделено 3 подзоны:

В подзоне 1а (-14.5 – -12.6 м), включающей около 350 годичных слоёв, *Pinus* не превышает 26.4%, на *Betula* приходится до 11.4%, на *Betula nana* – до 9.7%. *Alnus glutinosa* и *Alnus incana* представлены единично. Среди трав (до 16.8%) выделяются Poaceae (до 7.5%) и *Artemisia* (до 8.4%). Термофильных элементов флоры не наблюдается. Среди спор выделяются *Lycopodium complanatum* (до 4.7%).

В подзоне 1б (-12.6 – -11.2 м), которая объединяет порядка 400 варв, содержание *Pinus* возрастает до 27.3%, *Alnus glutinosa* и *Alnus incana* совокупно достигают 9.8%, отмечены зёрна *Corylus*. *Artemisia* сокращается до 4.1%, в то же время Asteraceae возрастает до 7.4%. Количество Cyperaceae уменьшается с 7.1% в подзоне 1а до единичных значений, аналогично выпадает из спектров *Salix*.

В подзоне 1в (-11.2 – -10.0 м), которая состоит из приблизительно 200 годичных лент, *Corylus* исчезает из спектров, *Alnus* не превышает 2,1%. Содержание *Pinus* падает до 16.9%, *Picea* достигает 47.6%. Вновь отмечены *Salix* (до 2.8%), Cyperaceae (до 3.1%), широко представлены споры *Sphagnum* (до 8,8%). Содержание *Artemisia* достигает 6.8%.

Интерпретация. В ЛПЗ1 отражается смена климатических условий от холодных и сравнительно влажных на чуть более тёплые и сухие и вновь – на более суровые. Подзона 1а может быть скоррелирована с РПЗ Ms₃ (Малаховский и др., 1969а), подзона 1б – с РПЗ Ms₂ (Малаховский и др., 1969а) и каспийским интерстадиалом (Буслович и др., 1969). Подзону 1в следует коррелировать с РПЗ Ms₁ (Малаховский и др., 1969а) и стадиалом каттегат (Seidenkrantz, 1993). Всю ЛПЗ1 можно также сопоставить с «нижним максимумом ели» (зона M₁) схемы В. П. Гричука (1961). Приуроченность каспийского интерстадиала и стадиала каттегат к зоне M₁ ранее отмечалась в разрезах Прангли (Лийвранд, 1987) и Нижняя Боярщина (Новенко, 2016).

ЛПЗ2 (-10.0 – -8.1 м)

Описание. Содержание *Picea* сокращается до 12.3%, а *Pinus* увеличивается до 44.5%. *Betula* составляет до 10.9%, присутствует *Betula nana* (до 2.7%). Отмечены зёрна пыльцы *Corylus*. Древесные доминируют (до 77.4%). Травы (до 20.1%) представлены преимущественно Poaceae (до 10.2%), а также представителями бореального разнотравья. Встречены споры *Selaginella*.

Интерпретация. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о смягчении климата. Преобладание пыльцы *Pinus* и *Betula*, а также единичные находки *Corylus* позволяют скоррелировать выделенную зону с РПЗ M₂₋₃ схемы В. П. Гричука (1961).

4.4.2. Спорово-пыльцевая диаграмма №2

На диаграмме выделено четыре локальные палинозоны (рис. 4.16, 4.17).

ЛПЗ1 (-21.3 – -15.9 м)

Описание. В составе пыльцевых спектров преобладают древесные (до 77.9% от общего количества пыльцы и спор), среди которых доминируют *Picea* (до 28.6% от общего количества пыльцы и спор), *Pinus* (до 19.6%) и *Betula* (до 19.1%). Присутствуют *Betula nana* (до 11.2%). Единично отмечены сибирские виды хвойных: *Abies*, *Pinus sibirica*, *Picea omarica* и *Picea obovata*, а также *Larix*. Среди трав (до 28.8%) преобладает Poaceae (4.6– 8.0%), отмечена *Artemisia* (до 4.5%), Cyperaceae не превышают 4.0%. Теплолюбивых видов не обнаружено, встречен *Polemonium*. Отмечены споры *Botrychium*, *Sphagnum* и *Lycopodium annotium*. Палиноморфы представлены единичными спорами грибов и мелкими частицами угля.

Интерпретация. Спектры характеризуют формацию хвойных лесов без участия термофильных элементов. Совокупность палинологических и геологических данных позволяет скоррелировать выделенную зону с окончанием московского ледникового. ЛПЗ1 можно сопоставить с «нижним максимумом ели» (зона М₁) схемы В. П. Гричука (1961).

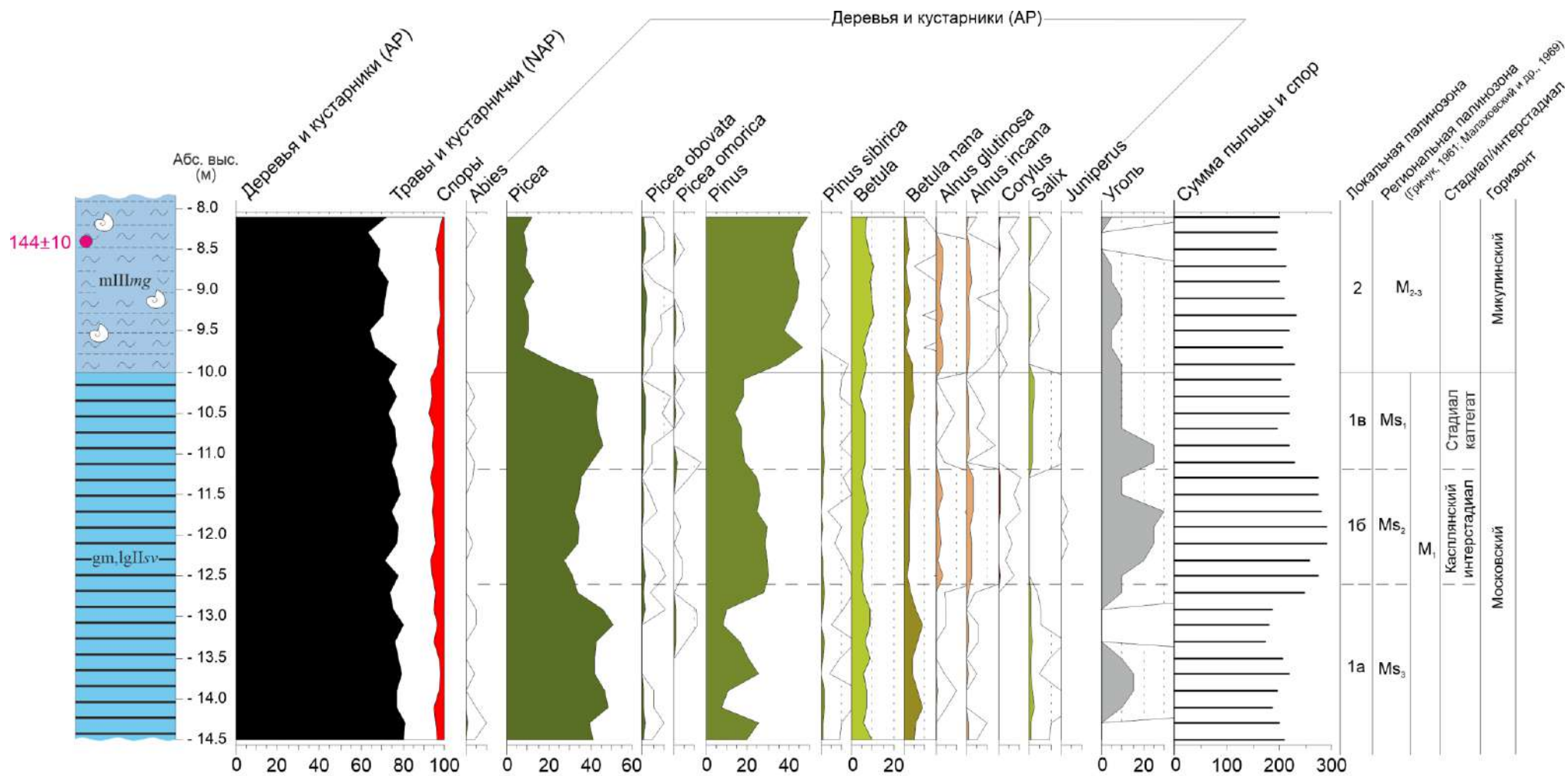
ЛПЗ2 (-15.9 – -11.5 м)

Описание. Содержание древесных возрастает до 90.2%, при этом количество пыльцы *Pinus* достигает 40.6%, а *Picea* составляет до 24.6%. Количество *Betula nana* сокращается до 3.7%, представлена *Betula* (до 20.8%). По всей палинозоне, особенно в верхней её части, присутствует пыльца широколиственных пород (особенно *Tilia* и *Ulmus*). Зафиксированы *Abies* и *Larix*. Травы (до 18.1%) представлены Poaceae (до 5.3%), а также видами бореального разнотравья. Содержание *Artemisia* не превышает единичных зерен. Выделяются споры Bryales и *Sphagnum*. Встречены фитолиты, устьица хвойных (сосны и ели), цисты колониальных водорослей и споры грибов.

Интерпретация. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о смягчении климатических условий. Преобладание пыльцы *Pinus* и *Betula* и находки пыльцы широколиственных пород позволяют скоррелировать выделенную зону с РПЗ М₂₋₃ (Гричук, 1961).

ЛПЗ3 (-11.5 – -6.5 м)

Описание. В палинозоне выделены три подзоны. Содержание пыльцы и спор максимально по разрезу (до 553 зёрен). Палиноморфы представлены большим количеством фитолитов, устьиц хвойных, разнообразными обломками фауны, цистами водорослей и единичными диноцистами плохой сохранности. Преобладают древесные (до 94.0%), среди которых выделяются *Pinus* (до 39.9%) и *Picea* (до 40.6%). Присутствует *Betula* (до 13.1%), также единично отмечены *Pinus sibirica*, *Picea omarica* (до 2.5%) и *Picea obovata*. Выделение подзон произведено по последовательно сменяющимся кульминациям содержания *Quercus* (подзона 3а, -11.5 – -9.5 м, до 3.8%), *Ulmus* (подзона 3б, -9.5 – -8.0 м, до 3.5%) и *Carpinus* (подзона 3в, -8.0 – -6.5 м, до 3.9%).



Палинолог Е. С. Носевич

Рис. 4.14. Спорово-пыльцевая диаграмма свердловских и мгинских отложений, опробованных в расчистке №9 (рис. 4.1, 4.3). Пыльца деревьев и кустарников (AP). Процентные содержания рассчитаны по отношению к общей сумме пыльцы и спор. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.

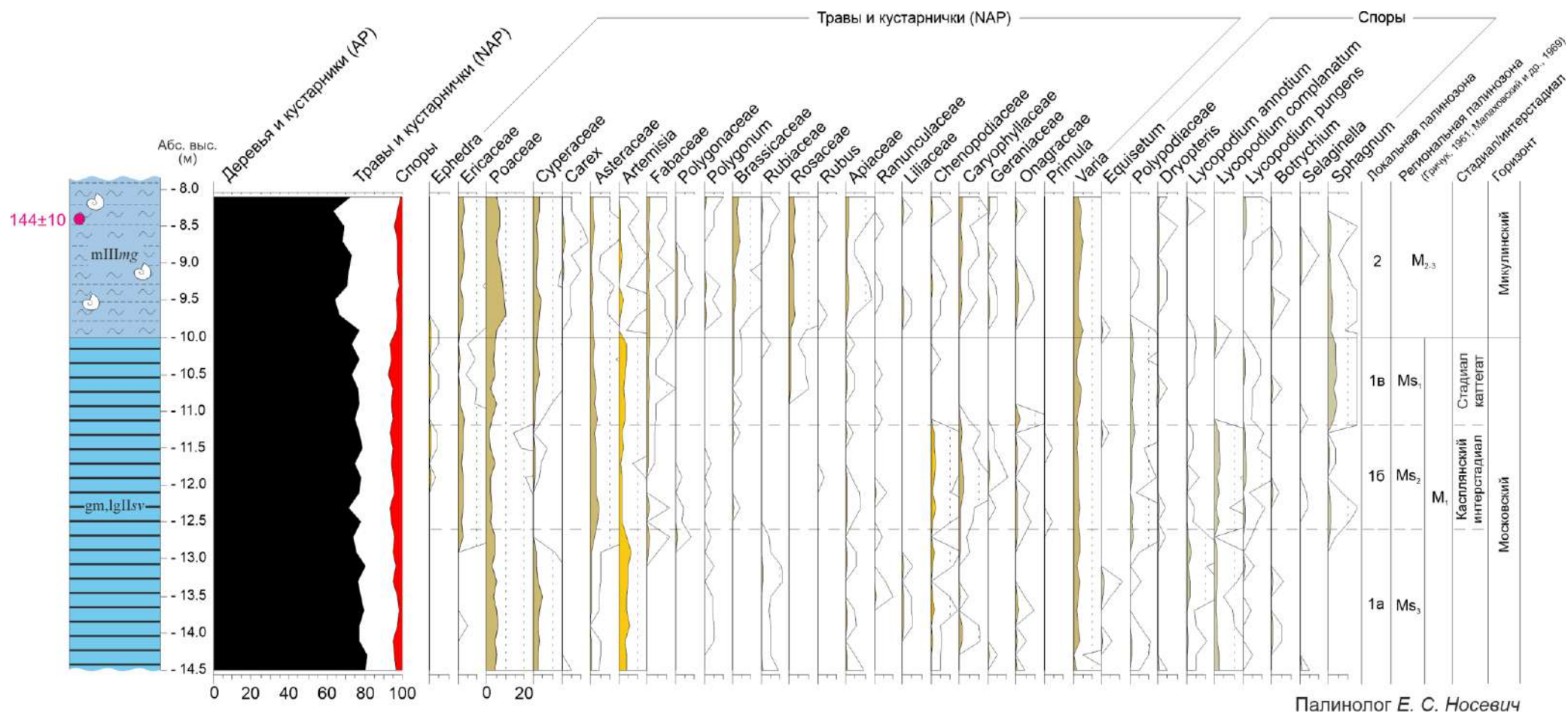
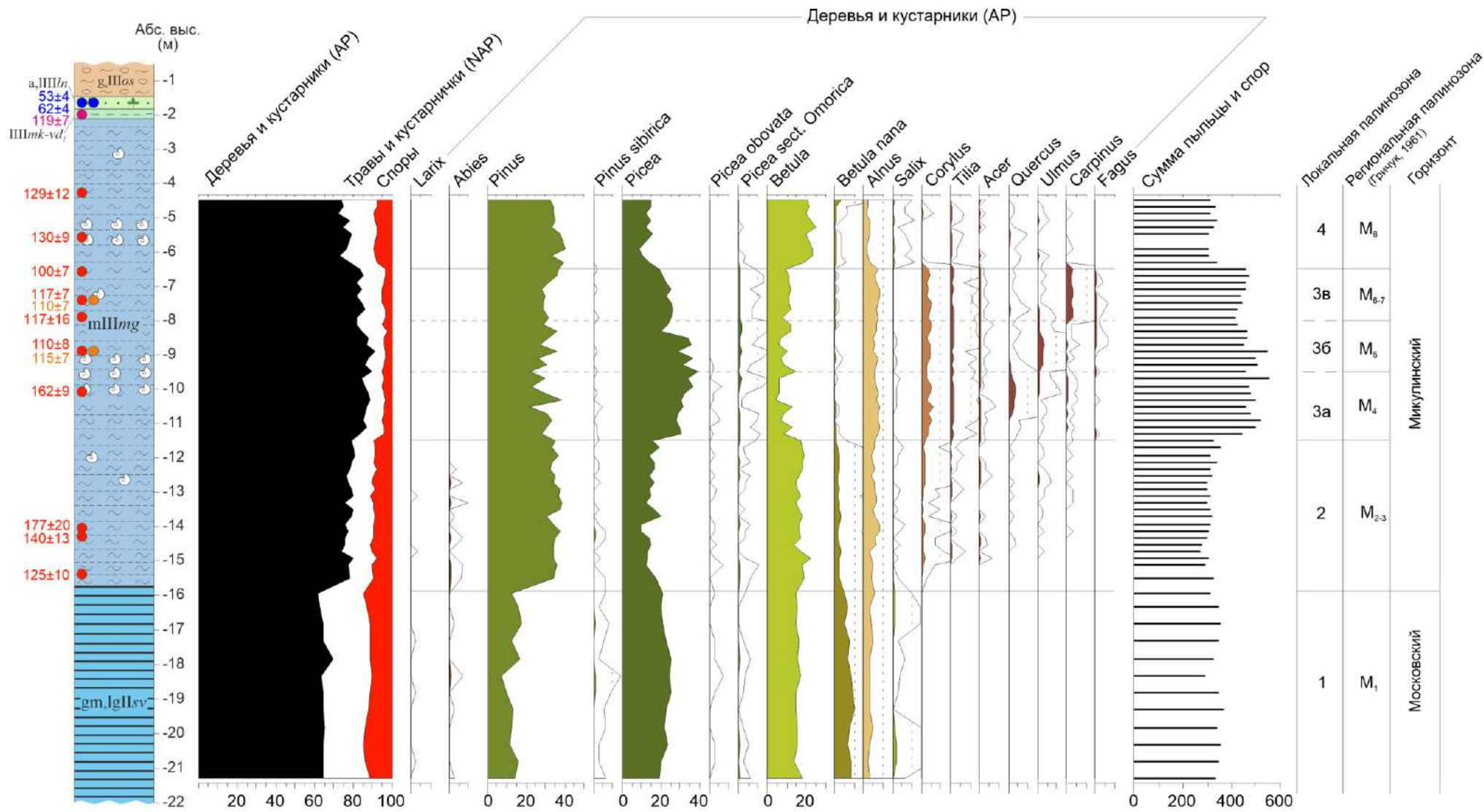
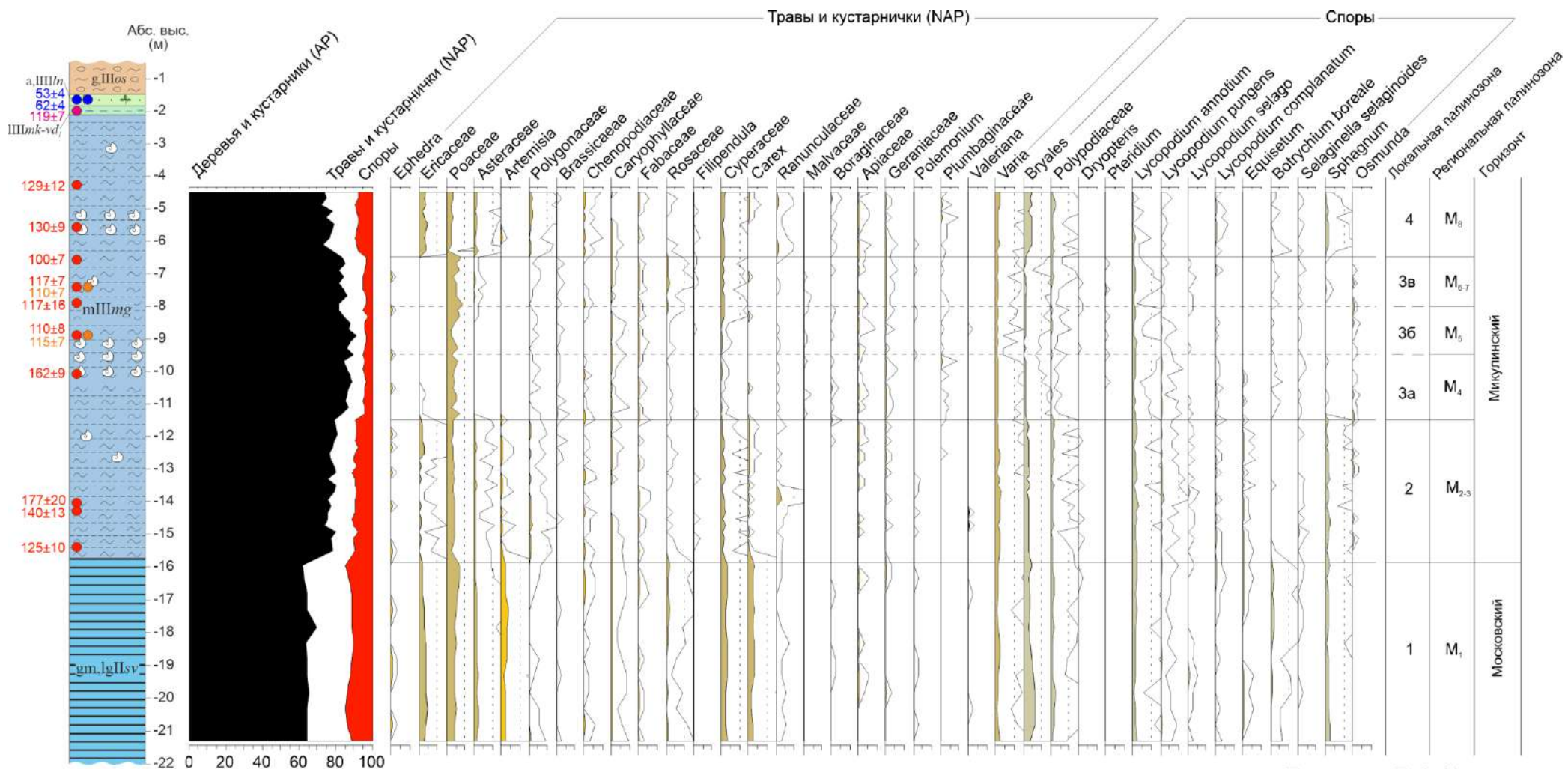


Рис. 4.15. Спорово-пыльцевая диаграмма свердловских и мгинских отложений, опробованных в расчистке №9 (рис. 4.1, 4.3). Пыльца трав и кустарничков (NAP) и споры. Процентные содержания рассчитаны по отношению к общей сумме пыльцы и спор. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.



Палинолог Е. С. Носевич

Рис. 4.16. Спорово-пыльцевая диаграмма свердловских и мгинских отложений, опробованных в расчистках №№ 6 и 7 (рис. 4.1, 4.3). Пыльца деревьев и кустарников (AP). Процентные содержания рассчитаны по отношению к общей сумме пыльцы и спор. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.



Палинолог Е. С. Носевич

Рис. 4.17. Спорово-пыльцевая диаграмма свердловских и мгинских отложений, опробованных в расчистках №№ 6 и 7 (рис. 4.1, 4.3). Пыльца трав и кустарничков (NAP) и споры. Процентные содержания рассчитаны по отношению к общей сумме пыльцы и спор. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.

При этом *Corylus* и *Tilia* присутствуют повсеместно. Совокупно количество пыльцы широколиственных превышает 10%. Среди трав (6.0–15.0%) доминируют Poaceae (до 9.0%), отмечены Malvaceae и другие элементы средиземноморской флоры. Содержание спор не превышает 4.7%, отмечены *Lycopodium annotinum* и *Osmunda*.

Интерпретация. Полученные палиноспектры указывают на необычайно тёплые и сухие для Приневской низменности климатические условия, при которых было возможно проникновение в регион теплолюбивой и сухостойкой растительности. Последовательная кульминация *Quercus*, *Ulmus* и *Carpinus* однозначно указывает на климатический оптимум микулинского межледниковья. Подзону 3а следует коррелировать с РПЗ М₄, подзону 3б – с М₅, подзону 3в – с М₆₋₇ (Гричук, 1961). Особенностью разреза является кульминация вяза в зоне М₅, в то время как выраженный максимум липы отсутствует – она встречается равномерно в период всего климатического оптимума. Совпадение зоны граба (М₆) и «верхнего максимума ели» (М₇) является характерной особенностью морских отложений северо-запада Ленинградской области (Плешивцева, 2007ф; 2011а).

ЛПЗ4 (-6.5 – -4,5 м)

Описание. Палинозона характеризуется снижением количества пыльцы и спор в образцах, сокращением разнообразия форм и небольшим количеством палиноморф. Отмечено небольшое количество крупных частиц угля и фитолитов. Пыльца древесных (до 85.7%) представлена в основном *Pinus* (до 44.5%), *Picea* сокращается до 9.6–16.6%, присутствует *Betula* (до 26.9%). В нижней части зоны встречена *Picea omarica*. В верхней части палинозоны широколиственные выпадают из спектра – встречены лишь единичные пыльцевые зёрна *Corylus*, при этом возрастает содержание *Betula nana*. Среди трав (до 20,0%) выделяются Eгісасеае (до 4,1%), Роасеае (до 4,1%) и Сурегасеае (до 2,4%). Присутствуют споры *Sphagnum*.

Интерпретация. Спорово-пыльцевые спектры указывают на существенное похолодание после климатического оптимума. Широкое распространение сосны и берёзы позволяет сопоставить выделенную палинозону с РПЗ М₈ (Гричук, 1961).

4.4.3. Корреляция диаграмм

На СПД№1 хронологический объём свердловской свиты составляет ~1050 лет, и этот период включает три РПЗ: М₃, М₂ и М₁. На СПД№2 свердловская толща включает ~1100 варв. В обеих расчистках ленточные отложения подстилают мгинскую толщу и не содержат видимых несогласных контактов, поэтому можно заключить, что на СПД№2 тоже должны быть представлены три позднемосковские палинозоны. Вероятно, причина достаточно монотонных спектров на СПД№2 заключается в их более низком разрешении – в расчистке №7 (рис. 4.1, 4.3) образцы отбирались через 0.5 м, а в расчистке №9 (рис. 4.1, 4.3) – через 0.2 м. Чтобы иметь

возможность сопоставления московских палинозон с результатами других анализов, которые были сделаны только для образцов из расчистки №7, была выполнена корреляция спорово-пыльцевых диаграмм друг с другом с помощью литологического и варвохронологического анализов. Результаты корреляции показали, что в расчистке №7, граница Ms₃/Ms₂ должна находиться на отметке -18.0 абс. выс., а граница Ms₂/Ms₁ на уровне -17.2 м абс. выс.

4.5. Гранулометрический анализ

По результатам гранулометрического анализа построены вертикальные профили распределения размеров зёрен, статистических параметров: среднего, сортировки, асимметрии и эксцесса, – в межморенных отложениях разреза Завод им. Свердлова, вскрытых расчистками №№ 7, 6 и 4. (рис. 4.18). В разрезе выделено пять зон, каждая из которых характеризуется относительно постоянным гранулометрическим составом рыхлых отложений.

ГМ31 (-21.9 – -21.0 м абс. выс.)

Описание. Зона выделена внизу видимой части свердловской толщи (рис. 4.3А). Она характеризуется преобладанием алеврита (58–67%) и глины (18–25%). От вышележащих отложений данная зона отличается высоким (15–17%) содержанием песка, полимодальным распределением размеров зёрен (в глинисто-алевритовой фракции отмечаются пики ~3 и ~11 мкм (рис. 4.19)) и очень плохой сортировкой ($\sigma_1 = 2.5–2.7$) (Folk and Ward, 1957). Варвы в пределах данной зоны имеют мощности 3–10 см и уменьшаются вверх по разрезу. В верхней части зоны обнаружен валун размером ~0.5 м (рис. 4.5Г). Зона включает 20 годичных слоёв.

Интерпретация. Отложения в пределах выделенной зоны накапливались в приледниковом водоёме. Высокое содержание песка, друпстоуны и очень плохая сортировка зёрен свидетельствуют об активизации ледового разноса. Данный интервал возможно соответствует одиннадцатому событию Хайнриха (Heinrich, 1988; McManus et al., 1998).

ГМ32 (-21.0 – -17.5 м абс. выс.)

Описание. В выделенной зоне преобладает алеврит (39–68%). Значительно увеличивается содержание глинистых частиц (32–61%) и уменьшается содержание песка (01.8%). Зона включает в себя около 730 годичных слоёв, в которых встречаются включения гравия и гальки. Мощности варв уменьшаются вверх по разрезу от 2 до 0.1 см. Для осадков данной зоны преимущественно характерно унимодальное распределение размеров зёрен с пиком ~3 мкм (рис. 4.19) и плохая сортировка ($\sigma_1 = 1.3–1.7$).

Интерпретация. Отложения в пределах выделенной зоны накапливались в приледниковом водоёме.

ГМ33 (-17.5 – -2.1 м абс. выс.)

Описание. Третья выделенная зона начинается в верхней части свердловской формации, в 1.8 м ниже литологической границы, и включает в себя всю мгинскую толщу. Отложения в пределах данной зоны содержат 74–80% алеврита, 16–23% глины и 0–8% песка. Верхняя часть свердловской толщи содержит приблизительно 350 варв. Отложения характеризуются бимодальным распределением размеров зёрен с пиками ~11 и ~30 мкм (рис. 4.19), а также плохой или очень плохой сортировкой материала ($\sigma_1 = 1.8\text{--}2.1$).

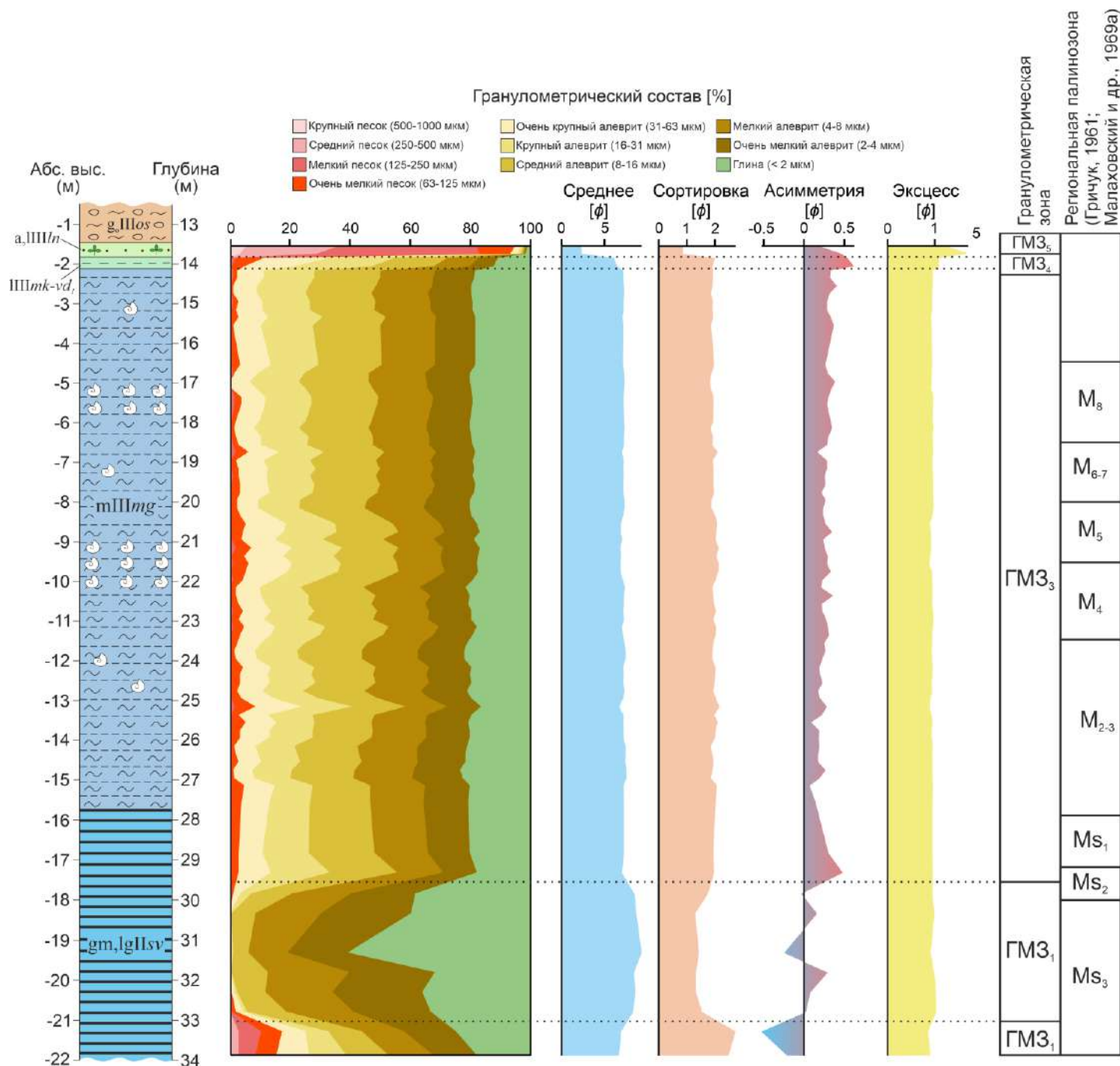


Рис. 4.18. Гранулометрический состав межморенных отложений в расчистках 4, 6 и 7 (рис. 4.1; 4.3) в разрезе Завод им. Свердлова. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.

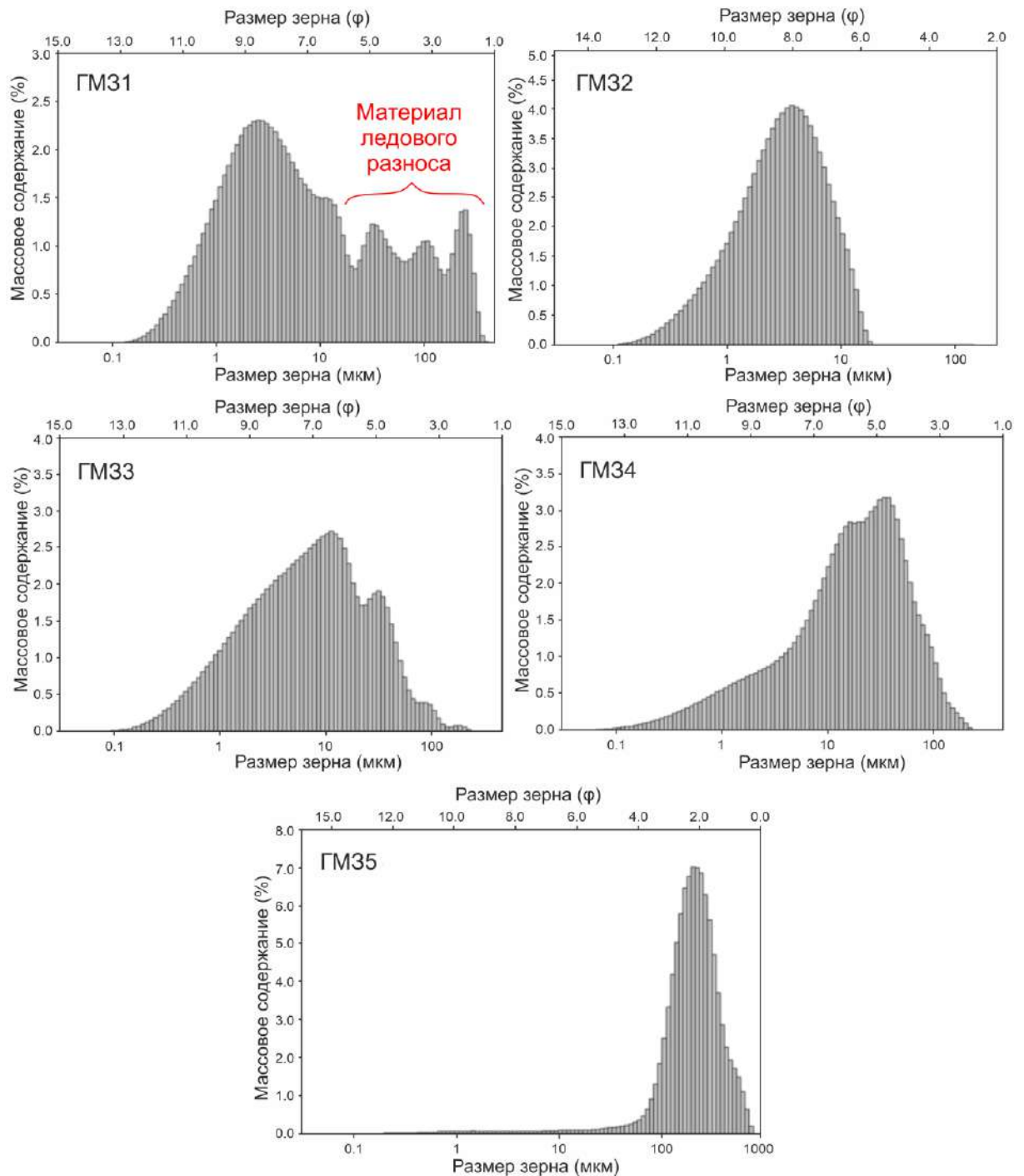


Рис. 4.19. Типичные гистограммы распределения размеров зёрен в выделенных зонах.

Интерпретация. Обращает на себя внимание относительно постоянный гранулометрический состав мгинской толщи на всей её мощности 13.7 м. Режим осадконакопления, характерный для Мгинского моря, установился за ~350 лет до наступления межледниковья.

ГМ34 (-2.1 – -1.8 м абс. выс.)

Описание. Зона соответствует микулинскому/нижневалдайскому лимнию. Содержание алеврита в озёрных отложениях составляет 78–83%, содержание глины падает до 11–12%, а

песка, напротив, увеличивается до 5–11%. Осадки характеризуются плохой сортировкой ($\sigma_1 = 1.9–2.0$).

ГМ35 (-1.8 – -1.4 м абс. выс.)

Описание. Зона выделена в пределах ленинградской формации. В отложениях преобладает песок (94–95%) с доминирующим положением мелкозернистого песка (125–250 мкм) – 82–83%. Содержание алеврита составляет 4–5%, глины – 1.2–1.3%. Для осадков характерно унимодальное распределение размеров зёрен с пиком ~200 мкм (рис. 4.19) и средней сортировкой ($\sigma_1 = 0.9$).

4.6. *Геохимический анализ и магнитная восприимчивость*

4.6.1. *Солёность и происхождение органического вещества (ОВ)*

4.6.1.1. *Геохимические индикаторы*

4.6.1.1.1. *Общий органический углерод (ТОС) и отношение углерода к азоту*

Содержание ТОС является индикатором содержания органического вещества (ОВ) в отложениях, в то время как отношение ТОС/N позволяет идентифицировать происхождение этого ОВ. Значения отношений выражаются в атомных единицах посредством умножения массовых соотношений на 1.167 (Meysers and Teranes, 2001). Значения C/N <10 указывают на то, что основным источником органики был фитопланктон. Если отношение C/N превышает 20, ОВ образовано преимущественно в результате отмирания наземных сосудистых растений (Meysers and Teranes, 2001). При значениях C/N в диапазоне 10–20 происхождение ОВ смешанное.

4.6.1.1.2. *Отношение брома к ТОС*

Бром в осадочных отложениях ассоциирован с растительным ОВ (Виноградов, 1939 в Malcolm and Price, 1984; Price et al., 1970; Шишкина, 1972), однако морские растения усваивают бром гораздо лучше, чем наземные (Neufeld, 1936). Благодаря этому, отношение Br/ТОС может служить индикатором происхождения ОВ (Mayer et al., 1981; 2007; Malcolm and Price, 1984). В растительном детрите из аллювиальных отложений величина отношения Br/ТОС составляет 0.34–0.47 мг/г, в то время как в морских шельфовых отложениях в районах, расположенных вдали от источников терригенного ОВ, она достигает 6.6–8.8 мг/г (Mayer et al., 2007). Используя средние значения отношения Br/ТОС для терригенного растительного детрита и морского ОВ в качестве конечных членов, Л. Мейер с соавторами (Mayer et al., 2007) предложили формулу для расчёта процентного содержания морского ОВ в общем ОВ, назвав данный показатель %-MAR:

$$\% - \text{MAR} = 100 \times \frac{\frac{\text{Br}}{\text{ТОС}} - 0.43}{7.7 - 0.43}, \quad (4.1)$$

где Br/ТОС – отношение брома к ТОС в образце (мг/г); 0.43 и 7.7 – отношения Br/ТОС в терригенном и морском ОВ, соответственно.

4.6.1.1.1. Отношение ТОС к сере

Основным источником серы в богатых органикой морских отложениях является пирит (напр. Волков, 1984). В отложениях, накапливающихся в пресноводных условиях, образуется меньше диагенетического пирита, чем в отложениях с аналогичным содержанием органики, накапливающихся в морских условиях (Bernier and Raiswell, 1984). Это объясняется тем, что для образования пирита требуется сульфат-ион SO_4^{2-} , содержание которого в морской воде в среднем 28 ммоль/л, а в пресной – <1 ммоль/л. На этом основании, отношение ТОС/S может быть использовано для идентификации морских, солоноводных и пресноводных отложений. По данным Р. Бернера и Р. Рейзвела (Bernier and Raiswell, 1984), отношение ТОС/S в морских отложениях составляет 0.5–5 г/г, а в пресноводных – >10 г/г. Соответственно, в солоноводных отложениях данный показатель находится в интервале 5–10 г/г.

4.6.1.2. Зоны солёности и происхождения ОБ

На основе разобранных выше индикаторов в межморенных отложениях разреза Завод им. Свердлова выделено восемь геохимических зон (рис. 4.20).

СО31 (-21.9 – -19.5 м абс. выс.)

Описание. Зона выделена в основании видимой части свердловской свиты, которая включает порядка 70 варв. Она характеризуется невысоким содержанием ТОС (0.34–0.50%). Отношение ТОС/N здесь составляет 5.1–7.9 а/а, содержания морского ОБ в органике – 3.0–7.4%, отношение ТОС/S – 2.6–6.6 г/г (среднее – 5.0 г/г).

Интерпретация. В составе органики преобладает фитопланктон, в то время как доля остатков наземных сосудистых растений незначительна (ТОС/N < 10). Небольшое содержание морского ОБ в органике и отношение ТОС/S около 5 г/г указывает на то, что осадконакопление происходило в солоноводных условиях, т.е. проникновение морских вод в позднемосковский приледниковый бассейн произошло уже за ~1100 лет до начала межледниковья. Использовать отношения ТОС/S в качестве индикатора солёности палеобассейна для нижней половины изученных отложений (до отметки -9.5 м абс. выс.) следует с осторожностью, так как в них содержание ТОС менее 1%, а описанный выше метод может уверенно применяться только при содержании ТОС более 1% (Bernier and Raiswell, 1984). Однако, обнаруженные для этих отложений закономерности подтверждаются другими индикаторами, поэтому автор считает важным их привести.

СО32 (-19.5 – -17.5 м абс. выс.)

Описание. Зона соответствует средней части видимого разреза свердловской свиты с числом годичных лент около 680. Содержание ТОС здесь составляет (0.43–0.62%), что несколько

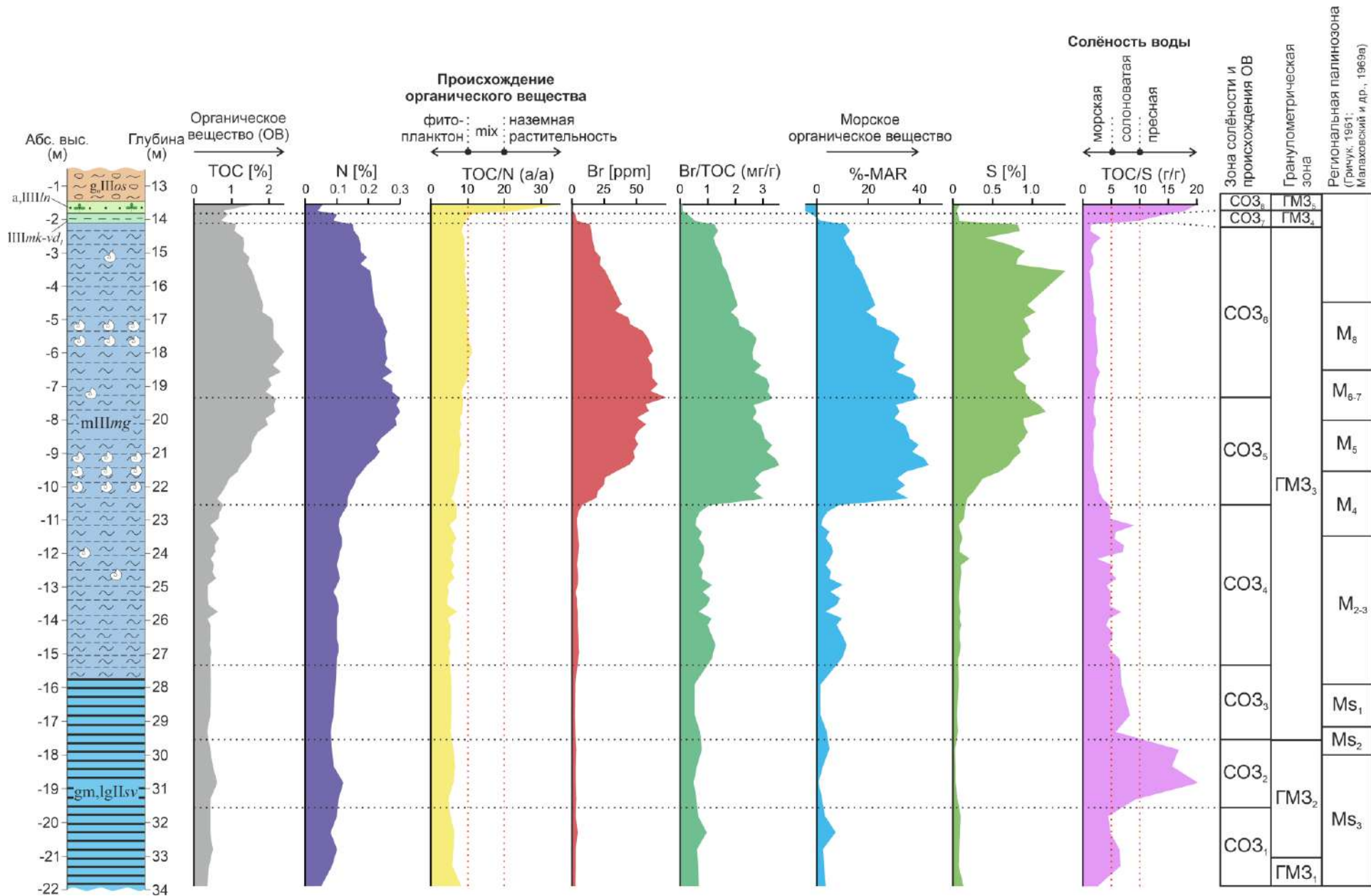


Рис. 4.20. Геохимические индикаторы солёности и происхождения ОВ в межморенных отложениях разреза Завод им. Свердлова и их интерпретация. Выделенные на основе данных индикаторов зоны скоррелированы с гранулометрическими зонами и региональными палинозонами. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.

выше, чем в нижележащей зоне. Величина отношения ТОС/Н в пределах зоны находится в интервале 4.7–6.5 а/а, содержание морского ОВ в органике составляет 0.9–4.8%. Основной причиной для выделения данной зоны являются высокие значения отношения ТОС/С – 9.2–20.3 г/г.

Интерпретация. Высокие значения отношения ТОС/С (>10 г/г) наряду с низким содержанием МОВ в органике позволяют предполагать, что отложения в пределах данной зоны накапливались, по крайней мере, часть времени в пресноводных условиях. Плешивцева и др. (1984ф) также отмечают краткий период опреснения в верхнемосковских отложениях разреза скважины №10, основываясь на данных диатомового анализа. Органическое вещество в пределах зоны сложено, главным образом, фитопланктоном (ТОС/Н < 10).

СО33 (-17.5 – -15.5 м абс. выс.)

Описание. Зона включает верхнюю часть свердловской свиты, состоящую из приблизительно 350 варв, и подошву мгинской свиты. Содержание ТОС в пределах выделенной зоны составляет 0.36–0.50%. Отношение ТОС/Н сохраняется на уровне нижележащих зон (5.2–5.5 а/а). Содержание морского ОВ в органике составляет 1.2–4.0%, отношение ТОС/С – 5.8–8.3 г/г (среднее 7.0 г/г).

Интерпретация. Отношение ТОС/С в диапазоне 5.8–8.3 г/г и наличие морского ОВ в составе ОВ позволяет предполагать, что отложения формировались в солоноватоводных условиях. В составе ОВ преобладает фитопланктон (ТОС/Н < 10).

СО34 (-15.5 – -10.4 м абс. выс.)

Описание. Зона выделена в нижней части мгинской толщи (палинозоны М₂₋₃–М₄). В пределах данной зоны установлено содержание ТОС в диапазоне 0.37–0.79%, которое постепенно увеличивается вверх по разрезу. Значения отношения ТОС/Н лежат в интервале 4.3–7.1 а/а. Содержание морского ОВ в органике резко увеличивается в начале зоны до 11.7%, после чего постепенно снижается до 1.8% верхней части зоны. Отношение ТОС/С несколько снижается в начале зоны до 4.4 г/г, однако затем постепенно увеличивается до 9.1 г/г в верхней части зоны.

Интерпретация. Резкое увеличение содержания морского ОВ в органике и некоторое уменьшение отношения ТОС/С в начале зоны, вероятно, свидетельствует об увеличении солёности Мгинского моря. Постепенное уменьшение морского ОВ в органике и увеличение отношения ТОС/С на протяжении зоны говорит о медленном снижении солёности. Невысокие значения отношения ТОС/Н (< 10) указывают на то, что в составе органического вещества преобладает фитопланктон. По всей видимости, выделенная зона соответствует лагунной фазе развития Мгинского моря по Е. В. Черемисиновой (1960).

СО35 (-10.4 – -7.3 м абс. выс.)

Описание. Зона выделена в центральной части мгинской толщи (палинозоны М₄–М₆₋₇). На протяжении зоны происходит постепенный рост содержания ТОС в мгинских отложениях с 0.6 до 2.2%. Отношение ТОС/N также возрастает, однако более медленными темпами – с 5.4 до 8.6 а/а. В середине палинозоны М₄ происходит резкое увеличение содержания МОВ в органическом веществе мгинских отложений с 8.6% на отметке -10.5 м абс. выс. до 35.9% на отметке -10.3 м абс. выс. Отношение ТОС/S несколько снижается в начале зоны, после чего стабилизируется на уровне около 2 г/г.

Интерпретация. Отношение ТОС/N остаётся на прежнем уровне, свидетельствующем о преобладании в составе ОВ фитопланктона. Начало роста содержания ТОС в палинозоне М₄ свидетельствует об увеличении концентрации фитопланктона в водах Мгинского моря. Резкий рост относительного содержания морского ОВ в органике, вероятно, обусловлен стремительным и значительным увеличением солёности и глубины Мгинского моря, которые фиксируются во многих разрезах мгинских отложений по данным диатомового анализа (напр., Черемисинова, 1959; Малаховский и др., 1969а; Плешивцева и др., 1984ф). Низкие значения отношения ТОС/S в пределах зоны также указывают на высокую солёность морского бассейна. Величина этого отношения остаётся практически постоянной на протяжении всей зоны – в среднем 2.1 г/г. Р. Бернер и Р. Рейзвел (Berner and Raiswell, 1984) отмечают, что средняя величина отношения ТОС/S в морских отложениях составляет 2.8 ± 1.5 г/г. Вместе с тем, они указывают на то, что данный метод не позволяет различать значения солёности выше 18‰. Исходя из этого, можно сделать вывод, что мгинские отложения в пределах выделенной зоны накапливались в условиях солёности не менее 18‰. Данная зона может быть скоррелирована с морской фазой развития Мгинского моря по Е. В. Черемисиновой (1960).

СОЗ6 (-7.3 – -2.1 м абс. выс.)

Описание. Зона выделена в верхней части мгинской толщи (палинозоны М₆₋₇–М₈). Она характеризуется высоким содержанием ТОС, которое принимает максимальное значение 2.41% на отметке -5.9 м абс. выс. Выше по разрезу содержание ТОС постепенно уменьшается, достигая у кровли 1.13%. Отношение ТОС/N здесь варьирует в диапазоне 8.0–11.0 а/а. Содержание МОВ в органике постепенно падает с 40.3 до 11.3 %. Отношение ТОС/S, однако, сохраняется на уровне зоны ГХ35 – 1.1–3.2 г/г.

Интерпретация. С уровня -7.3 м абс. выс. (палинозона М₆₋₇) относительное содержание морского ОВ в органике мгинских отложений начинает постепенно снижаться, что может быть связано с началом регрессии Мгинского моря, которая во многих разрезах приурочена к зоне М₆ (напр., Черемисинова, 1959; Малаховский и др., 1969а; Плешивцева и др., 1984ф). В кровле мгинской толщи относительное содержание морского ОВ в органике всё ещё достаточно велико

(11.3%), поэтому можно заключить, что отложения в пределах всей зоны формировались в морских условиях. Значения отношения ТОС/S подтверждают данный вывод. Значения отношения ТОС/N свидетельствуют о том, что основным источником органического вещества в мгинских отложениях был фитопланктон.

СОЗ7 (-2.1 – -1.8 м абс. выс.)

Описание. Зона выделена в микулинских/нижневалдайских отложениях. Содержание ТОС здесь несколько снижается по отношению к кровле мгинской толще до 0.71–0.91%. Отношение ТОС/N остаётся на том же уровне – 9.2–10.6 а/а. Величина показателя %-MAR в пределах зоны достигает отрицательных значений (-2.0%), поскольку отношение Вг/ТОС здесь 0.28 мг/г – меньше, чем значение для терригенного растительного детрита в формуле 4.1. Величина отношения ТОС/S возрастает до 9.6–14.7 г/г.

Интерпретация. Отношение ТОС/N указывает на то, что в составе органики преобладает фитопланктон. Очень низкое содержание морского ОБ в органике вкупе с высокими значениями отношения ТОС/S (> 10 г/г), свидетельствует о пресноводных условиях осадконакопления.

СОЗ8 (-1.8 – -1.4 м абс. выс.)

Описание. Зона выделена в ленинградских отложениях. Содержание ТОС в данной зоне достигает 1.63%. Величина отношения ТОС/N резко возрастает до 22.9–34.6 а/а. Содержание морского ОБ в органике, как и в предыдущей зоне, принимает отрицательные значения, из-за того что отношение Вг/ТОС в ленинградских песках составляет всего 0.08–0.10 мг/г. Отношение ТОС/S также увеличивается до 17.9–20.1 г/г.

Интерпретация. Высокие значения отношения ТОС/N (> 20 а/а) указывают на то, что содержащийся в них растительный детрит состоит из остатков наземных сосудистых растений. Отсутствие морского ОБ в органике и высокие значения отношения ТОС/S (> 10 г/г) подтверждают озёрный/аллювиальный генезис ленинградских отложений. Следует отметить, что в данном случае метод ТОС/S успешно использован для песков, несмотря на то что Р. Бернер и Р. Рейзвел ограничивают его применение глинисто-алевритовыми осадками.

4.6.2. Аэробно-анаэробные (окислительно-восстановительные) условия

4.6.2.1. Индикаторы

4.6.2.1.1. Сера и магнитная восприимчивость

Сера в морских отложениях тесно ассоциирована с ОБ (напр., Волков, 1984). При содержании ТОС 0.5% в осадках начинаются диагенетические восстановительные процессы, а при более высоких значениях органического вещества кислород в активной форме (соединения четырёхвалентного марганца) в иловой воде отсутствует (Волков, 1984). Высокая концентрация серы в морских отложениях является индикатором аноксических условий в придонных водах и

существования диагенетического пирита (FeS_2) (напр., Blanchett et al., 2007; Harff et al., 2011). Пирит формируется в верхней части аноксической зоны в результате реакции железосодержащих минералов с сероводородом (H_2S). H_2S , в свою очередь, образуется посредством бактериального анаэробного восстановления сульфат-иона SO_4^{2-} с использованием органического вещества в качестве восстановительного агента и источника энергии (Berner, 1984). В промежуточной фазе этого процесса образуется грейгит (Fe_3S_4) (Berner, 1970; Wilkin and Barnes, 1997). Пирит – парамагнитный минерал с магнитной восприимчивостью $11.30 \times 10^{-9} - 70.36 \times 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Tang et al., 1995 в Wu et al., 2016), в то время как грейгит – ферромагнитный минерал с гораздо более высокой магнитной восприимчивостью $3.2 \times 10^{-4} \text{ м}^3/\text{кг}$ (Roberts et al., 2011). При недостатке серы процесс пиритизации происходит не до конца, останавливаясь на стадии грейгита (Волков, 1961 в Berner, 1967; Wilkin and Barnes, 1997). Таким образом, низкие значения магнитной восприимчивости в морских отложениях с высоким (>0.5%) содержанием органического вещества указывают на существование диагенетического пирита и, соответственно, аноксических условий в придонных водах.

4.6.2.1.2. Молибден

Ещё один индикатор аноксических условий – молибден. Наибольшие концентрации осаждённого молибдена в осадках наблюдаются в аноксических бассейнах, в то время как в богатых кислородом бассейнах его содержание гораздо ниже (Calvert and Pedersen, 2007). Активная фиксация молибдена в осадках происходит при повышенной концентрации H_2S в воде (Calvert and Pedersen, 2007). Значительная доля молибдена концентрируется в составе диагенетического пирита (Huerta-Diaz and Morse, 1992).

4.6.2.1.3. Йод

В морских отложениях йод, как и бром, ассоциирован с ОВ (Shishkina and Pavlova, 1965 в Price and Calvert, 1977; Price et al., 1970). В аэробных условиях содержание брома и йода в осадках прямо пропорционально содержанию ТОС (Price and Calvert, 1977; Pedersen and Price, 1980; Malcolm and Price, 1984), однако в бескислородной среде концентрация йода понижается (Price and Calvert, 1973; 1977). Таким образом, резкое снижение отношения $\text{I}/\text{ТОС}$ в осадках при росте или постепенном снижении отношения $\text{Br}/\text{ТОС}$ свидетельствует об установлении анаэробных условий в придонных водах бассейна.

4.6.2.1.4. Марганец

Т. Нойман с соавторами (Neumann et al., 1997) показали, что повышенные значения отношения Mn/Fe в донных осадках Балтийского моря соответствуют периодам интенсивного поступления обогащённых кислородом вод из Северного моря. Три последних таких поступления произошли в XX веке и подтверждены гидрографическими наблюдениями. В

застойных условиях Fe фиксируется в донных осадках в составе сульфидов железа, а Mn накапливается в воде в виде ионов Mn^{2+} . Поступление обогащённых кислородом вод приводит к окислению Mn^{2+} до Mn^{4+} и осаждению пиролюзита (MnO_2). Когда придонные воды снова становятся анокисческими, пиролюзит деградирует с поступлением Mn^{2+} в поровые воды. Одновременно с этим при минерализации ОВ повышается щёлочность, в результате чего на границе воды и осадка формируется обогащённый кальцием родохрозит ($Mn(Ca)CO_3$), стабильный в анокисческих условиях. Таким образом, обогащённые родохрозитом слои фиксируют периоды поступления богатых кислородом вод в бассейн, в результате которых дополнительный Mn накапливался в осадках. Отношение Mn/Fe используется в качестве индикатора таких слоёв, позволяя определить избыток марганца по отношению к железу.

4.6.2.2. Факторный анализ

Для того чтобы объединить все индикаторы окислительно-восстановительных обстановок в один, был применён факторный анализ, который выполнялся методом главных компонент. Для факторного анализа использованы следующие показатели: TOC (%), S (%), Mo (ppm), Mn/Fe (г/г), χ/Fe ($10^{-8} \times m^3/g$), Ca (%), средний размер зёрен (мкм), Si (%), Zr (ppm), K (%), Ti (%), Rb (ppm). Анализ главных компонент выполнен с использованием пакетов *FactoMineR* (Lê et al., 2008; Husson et al., 2022), *factoextra* (Kassambara, 2017; Kassambara and Mundt, 2022) и *missMDA* (Josse and Husson, 2016; Husson and Josse, 2022) в программной среде R. Две главные компоненты объясняют ~75% дисперсии (рис. 4.21). Первая компонента объясняет 45.2% дисперсии и связана

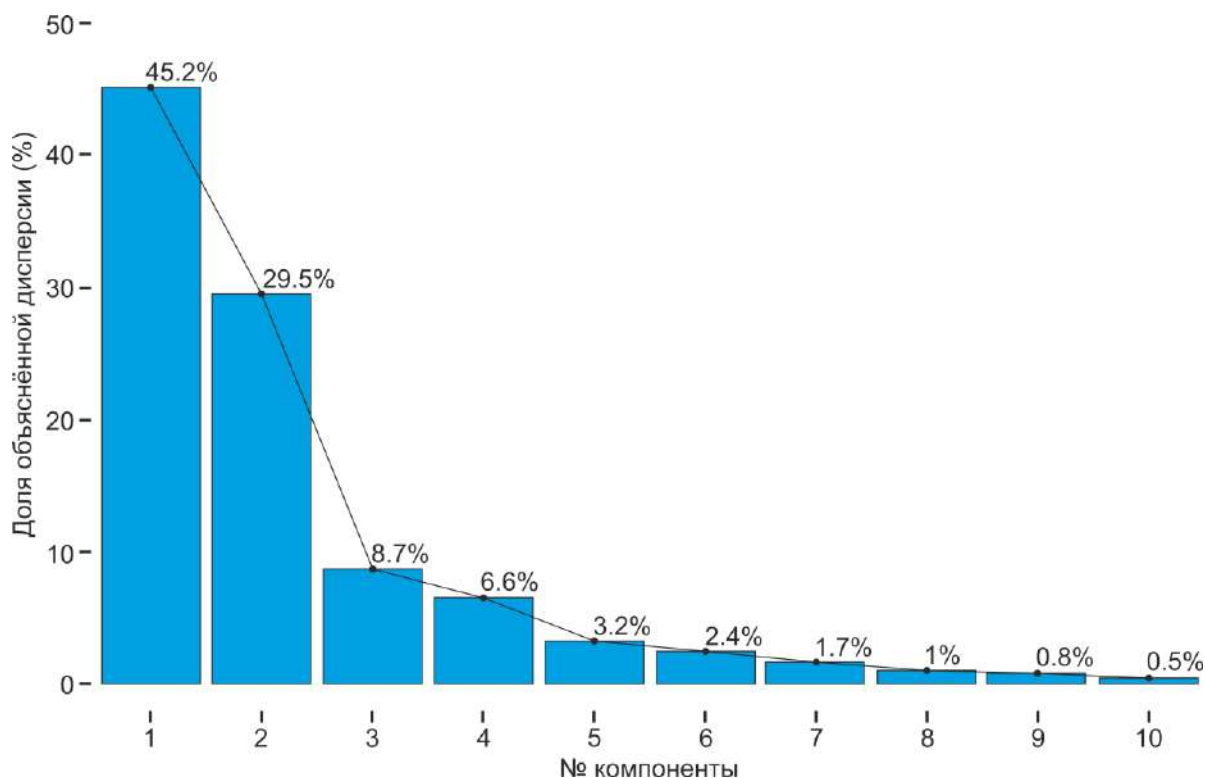


Рис. 4.21. Доля объяснённой дисперсии (%) для главных компонент.

с гранулометрическим составом отложений (рис. 4.22). Повышенные значения Si и Zr являются индикаторами песчаных и крупноалевритовых фракций, в то время как K, Ti и Rb коррелируют с содержанием глины и тонкоалевритовой фракции (напр., Cuven et al., 2010; Kylander et al., 2011). Вторая компонента объясняет 29.5% дисперсии и ассоциируется с окислительно-восстановительными (аэробно-анаэробными) условиями. Ca коррелирует с Mn, вероятно по причине их совместного осаждения в составе родохрозита при проникновении в застойный бассейн богатых кислородом вод. Дальнейшие компоненты не рассматривались.

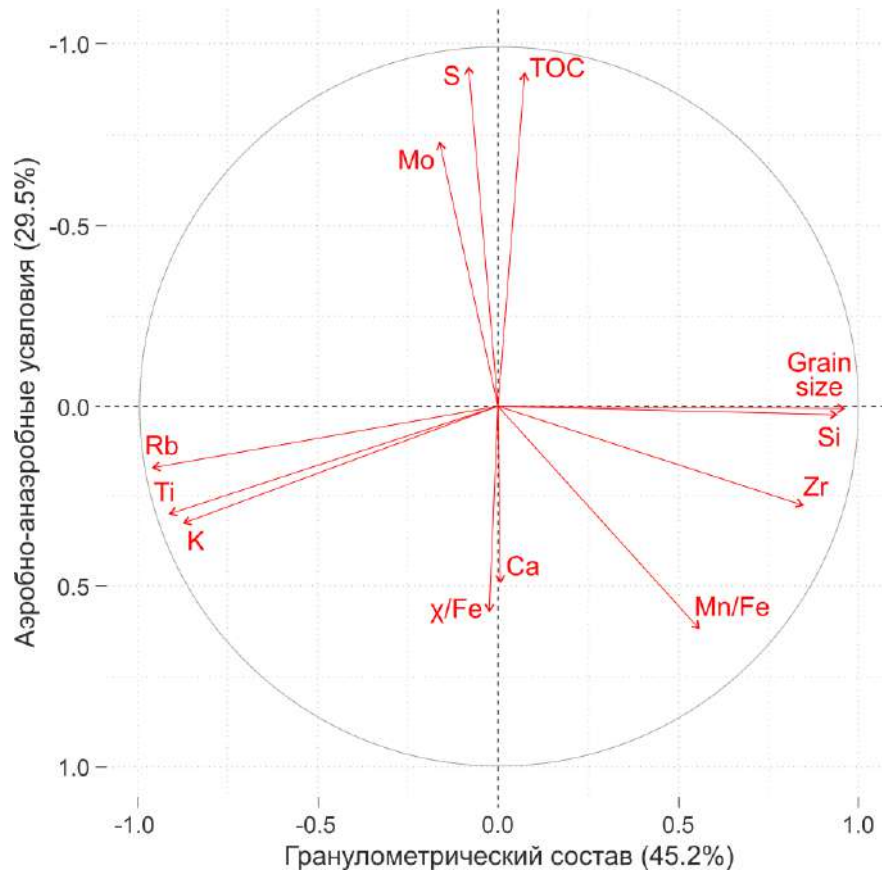


Рис. 4.22. Корреляционный круг переменных для первой и второй компоненты.

4.6.2.3. Аэробно-анаэробные (окислительно-восстановительные) зоны

На основании описанных выше индикаторов и результатов факторного анализа в межморенных отложениях разреза Завод им. Свердлова выделено три зоны, отличающиеся по аэробно-анаэробным (окислительно-восстановительным) условиям, в которых происходило формирование осадков (рис. 4.19).

АА31 (-21.9 – -9.3 м абс. выс.)

Описание. Зона включает в себя видимую часть свердловской толщи и нижнюю половину мгинской толщи до начала палинозоны M₅. Содержание ТОС в пределах данной зоны колеблется около 0.5% и лишь в самой верхней её части повышается до 1.25%. Содержание серы также

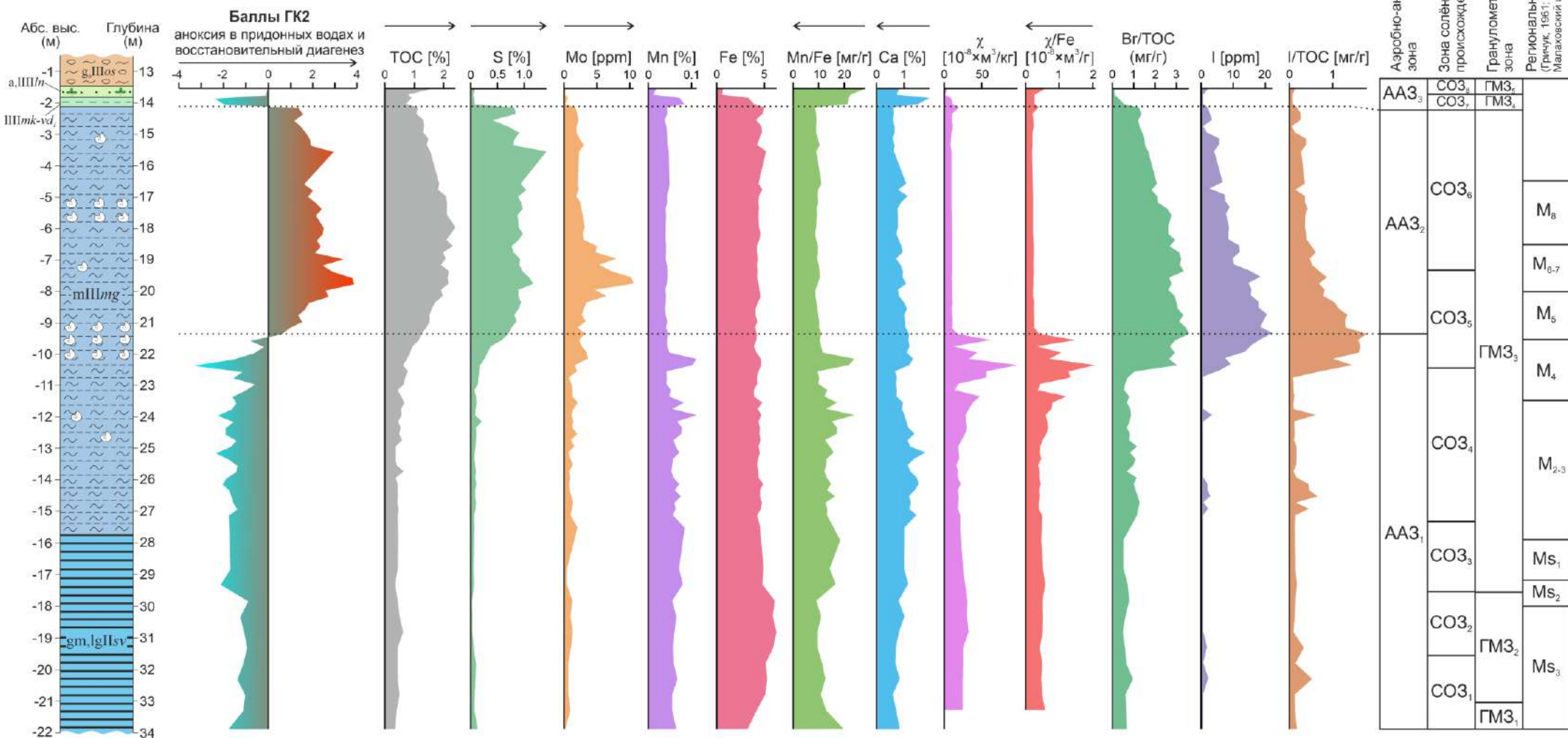


Рис. 4.23. Индикаторы аэробно-анаэробных (окислительно-восстановительных) условий в межморенных отложениях разреза Завод им. Свердлова. Данные по магнитной восприимчивости (χ) взяты из работы В. И. Дудановой с соавторами (2021). Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.

невысокое – в среднем 0.1%, в верхней части до 0.7%. Концентрация молибдена в среднем составляет 1 ppm, повышаясь у верхней границы зоны до 2–3 ppm. Отношение Mn/Fe варьирует в диапазоне 9.0–24.1 мг/г, в интервале -10.3 – -10.1 м абс. выс. отмечается чётко выраженный пик, в котором Mn/Fe повышается более чем в два раза. Значения отношения χ/Fe колеблются около 0.5×10^{-8} м³/г, однако начиная с абс. выс. -12.5 м χ/Fe резко возрастает, достигая на отметке -10.3 м абс. выс. величины 2.1×10^{-8} м³/г.

Интерпретация. Низкие содержания ТОС, S и Мо позволяют полагать, что отложения в пределах выделенной зоны накапливались при достаточном доступе кислорода. Данный вывод подтверждается также и результатами факторного анализа (рис. 4.23, Баллы главной компоненты (ГК) 2). Пики Mn/Fe в нижней части мгинской толщи могут указывать на периодические поступления в Мгинское море обогащённых кислородом вод. Самый крупный максимум Mn/Fe находится на одном уровне с резким увеличением морского ОВ (начало зоны ГХ35, рис. 4.20), подтверждая значительный приток солёных богатых кислородом вод в Мгинское море в середине палинозоны М4. Следует также отметить, что к этому же уровню (-10 – -9 м абс. выс.) приурочены наиболее богатые морскими моллюсками слои. Примерно на этой же высоте наблюдается кратное увеличение магнитной восприимчивости, которое может быть объяснено незаконченным процессом пиритизации с формированием промежуточного минерала грейгита, обладающего высококой магнитной восприимчивостью. Вероятно, полная пиритизация была невозможна из-за недостаточного поступления серы (Волков, 1961, в Berner, 1967; Wilkin and Barnes, 1997). Появление в этом интервале диагенетического грейгита подтверждается данными В. И. Дудановой (2023).

АА32 (- 9.3 – - 2.1 м абс. выс.)

Описание. Зона выделена в верхней половине мгинской толщи (палинозоны М5–М8). Содержание ТОС в пределах дозы составляет 1.13–2.41%, серы 0.4–1.4%. Концентрация Мо резко повышается в нижней половине дозы, достигая на уровне -7.7 м абс. выс. 10.6 ppm, после чего снижается до 2–3 ppm. Отношение Mn/Fe понижается и на протяжении всей зоны варьирует в незначительных пределах, среднее значение – 9.5 мг/г. Отношение χ/Fe также стабильно на протяжении всей зоны – около 0.2×10^{-8} м³/г. Лишь в кровле зоны оно возрастает до 0.4×10^{-8} м³/г. В начале зоны начинает снижаться отношение I/ТОС, которое до этого возрастало.

Интерпретация. Нижняя граница зоны определена по началу резкого снижения I/ТОС, в то время как отношение Br/ТОС снижается медленно. Это указывает на возникновение аноксических условий в придонных водах (Price and Calvert, 1973; 1977). Данное наблюдение подтверждается также графиками зависимости Br vs ТОС и I vs ТОС (рис. 4.24). Зависимость между Br и ТОС удовлетворительно описывается линейной функцией ($R^2=0.85$) при всех

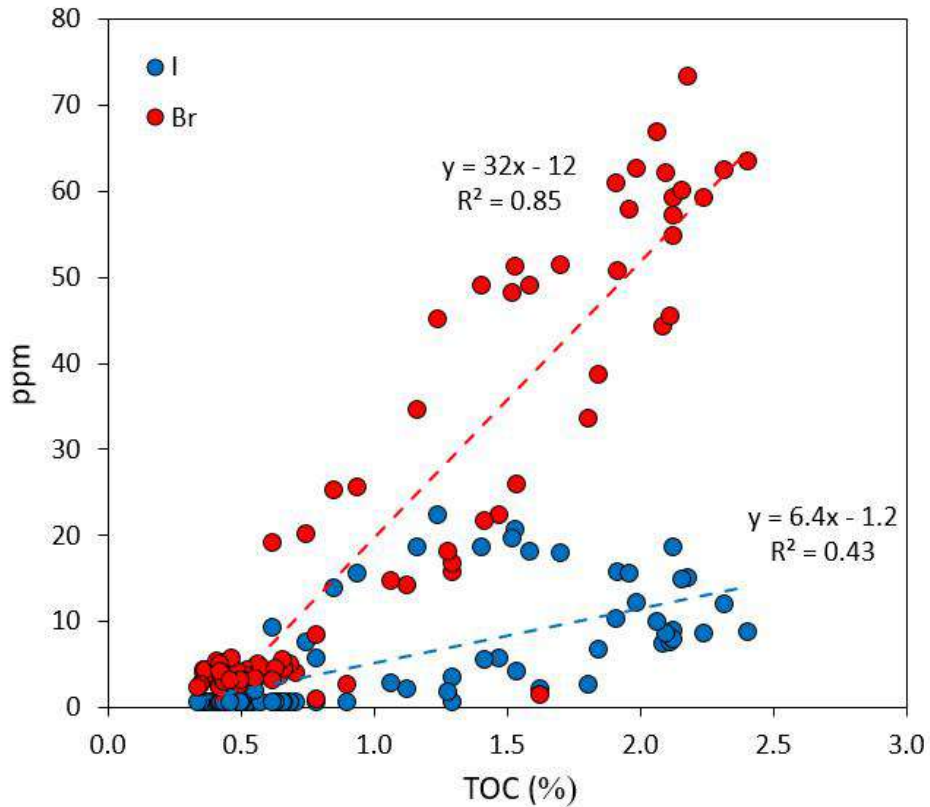


Рис. 4.24. Графики зависимостей Br vs TOC и I vs TOC в межморенных отложениях разреза Завод им. Свердлова.

значениях TOC. В то же время, концентрация I возрастает линейно только при росте TOC до 1.25%, а при дальнейшем его возрастании она начинает снижаться. Отношение I/TOC остаётся низким на протяжении всей зоны, поэтому обеднённые кислородом условия, вероятно, сохранялись до конца существования Мгинского моря. На это же указывает высокое содержание TOC. По данным И. И. Волкова (Волков; 1984) восстановительные диагенетические процессы начинают действовать уже при концентрации TOC 0.5%, а в выделенной зоне она гораздо выше. Постоянное низкое отношение Mn/Fe на протяжении всей зоны указывает на то, что в это время в Мгинское море не поступали сколько-нибудь значительные объёмы богатых кислородом вод. Высокое содержание S и низкая магнитная восприимчивость свидетельствуют о формировании пирита в результате восстановительного диагенеза. Начало возникновения аноксических условий подтверждается также результатами факторного анализа (рис. 4.23), согласно которому на отметке -9.4 м баллы второй компоненты меняют знак с отрицательного на положительный.

АА33 (- 2.1 – - 1.4 м абс. выс.)

Описание. Зона включает в себя микулинские/нижневалдайские и ленинградские отложения. Она характеризуется резким снижением содержания S до 0.04–0.08% и Mo до 0.2–0.6%. Резко возрастает отношение Mn/Fe до 21.4–28.2 мг/г. Вместе с этим, в микулинской/нижневалдайской толще значительно увеличивается концентрация кальция.

Отношение χ/Fe незначительно увеличивается. Содержание ТОС в микулинском/нижневалдайском лимнии понижается до 0.71–0.91%, а в ленинградских отложениях снова возрастает до 0.79–1.63%.

Интерпретация. Резкое снижение S и Mo одновременно с увеличением отношения Mn/Fe указывает на возникновение аэробных условий в придонных водах бассейна. В ленинградских песках увеличивается содержание ТОС, однако ОВ в них представлено крупнодисперсным растительным детритом, а не коллоидом, как в нижележащих отложениях, поэтому к ним не могут быть применены те же критерии для интерпретации условий осадконакопления.

4.7. Диатомовый анализ

Диатомовый анализ межморенных отложений разреза Завод им. Свердлова и описание диатомовых комплексов выполнены З. В. Пушиной (ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Диатомовые водоросли (72 вида диатомей и два вида силикофлагеллят: *Dictyocha fibula* и *Dictyocha speculum*) установлены в десяти образцах (рис. 4.25). В разрезе диатомовая флора представлена сменяющимися друг друга комплексами, которые выделены в диатомовые зоны (ДЗ). Ниже представлены предварительные результаты, полученные для десяти образцов.

В интервале глубин 32.8–26.7 м (абсолютные высоты -20.8 – -14.7 м) диатомовые водоросли не обнаружены.

ДЗ1 (-11.1 – -10.4 м абс. выс.)

На глубине 23.1 м (абсолютная высота -11.1 м), обнаружен диатомовый комплекс с низким количеством створок и видовым разнообразием, в котором преобладают солоноводно-морские бентосные *Diploneis smithii*, *Cocconeis scutellum* и пресноводные *Epithemia turgida* и др., а также единичные древние пресноводные холодноводные и реликтовые *Cocconeis disculus* и *Diploneis domblittensis*. В диатомовом комплексе преобладают бентосные космополитные виды. Диатомовая флора отражает осадконакопление в мелководном морском бассейне с сильным опреснением. Диатомовый комплекс отражает лагунную фазу развития морского бассейна (Черемисинова, 1960).

ДЗ2 (-10.4 – -5.5 м абс. выс.)

В отложениях в интервале глубин 22.4–17.5 м (абсолютные высоты -10.4 – -5.5 м) обнаружена богатая диатомовая флора.

На глубине 22.3 м (абсолютная высота -10.3 м) установлен диатомовый комплекс, в котором преобладают солоноводно-морские бентосные *Hyalodiscus scoticus* (48% от общего состава комплекса). В субдоминирующую группу входят морские *Grammatophora oceanica* (14%) и *Grammatophora macilenta* (8%). Им сопутствуют морской сублиторальный эпифит

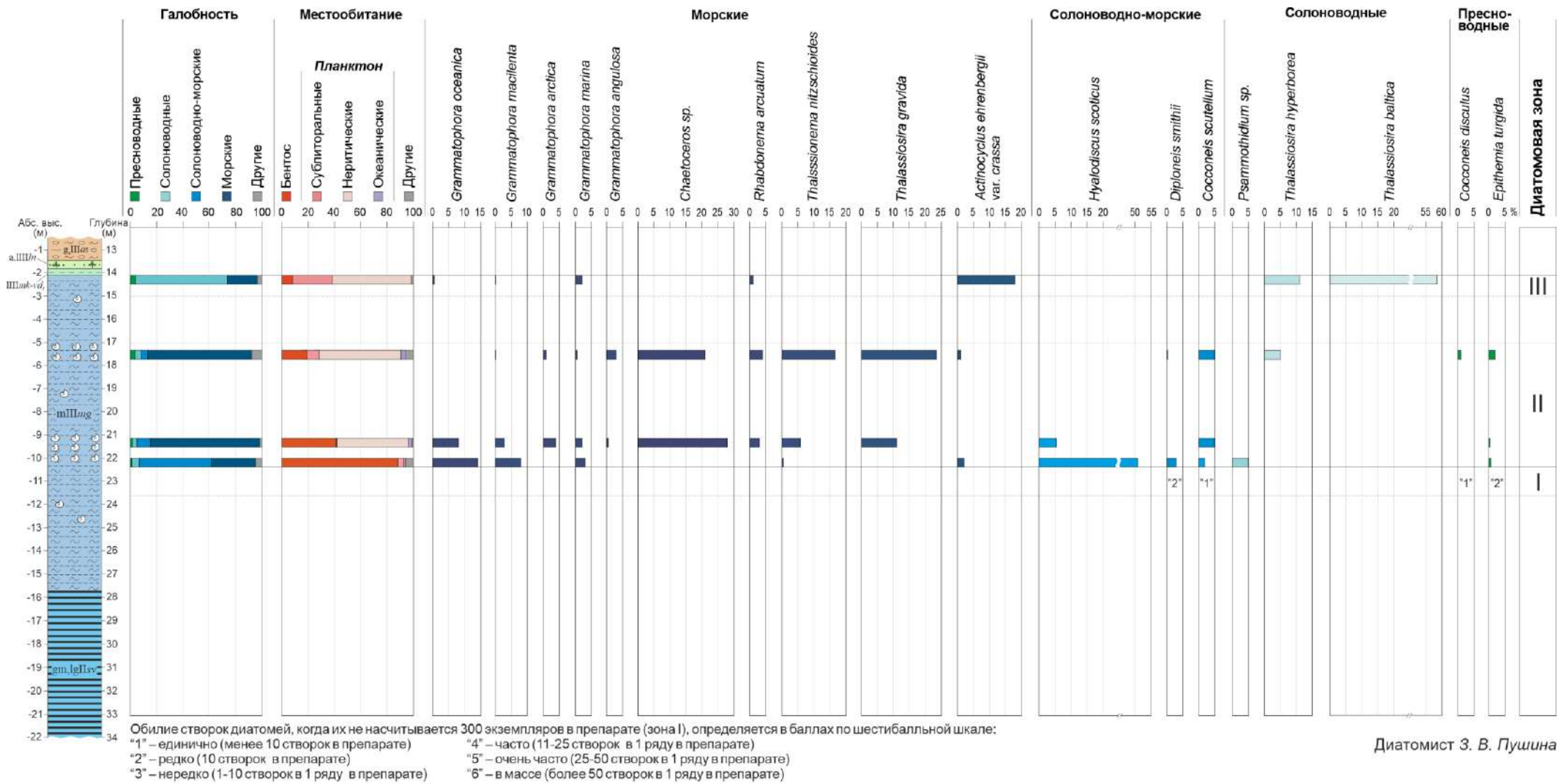


Рис. 4.25. Результаты диатомового анализа межморенных отложений разреза Завод им. Свердлова. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.

Achnanthes groenlandica (0.3%), солоноводно-морские *Diploneis didyma* (3%), *Diploneis smithii* (3%) и др. Встречены единичные скелеты тепловодного вида силикофлагеллят *Dictyocha fibula*. Комплекс диатомей отражает условия осадконакопления в морской прибрежной, возможно, сублиторальной зоне морского бассейна, незначительно опреснённого.

На глубине 21.3 м (абсолютная высота -9.3 м) обнаружен диатомовый комплекс, в котором преобладают раковины планктонного неритического вида *Chaetoceros* sp. (33%). В субдоминирующую группу входит *Thalassiosira gravida* (11%). Количество раковин солоноводно-морского бентосного вида *Hyalodiscus scoticus* снижается до 7%. В сопутствующую группу входят виды морского рода *Grammatophora* (5 видов), наиболее заметны *Grammatophora oceanica* (9%) и *Grammatophora angulosa* (3%), встреченный только в этом комплексе. Комплекс диатомей отражает морские неритические условия осадконакопления, более глубоководные и менее опреснённые, чем условия осадконакопления на высоте -10.3 м.

На глубине 17.5 м (абсолютная высота -5.5 м) в установленном диатомовом комплексе преобладающие морские планктонные виды встречены в равных долях: *Chaetoceros* sp. (21%), *Thalassionema nitzschioides* (22%), *Thalassiosira gravida* (24%). В субдоминирующую группу входят сублиторальные виды: *Thalassiosira hyperborea* (5%), *Cocconeis costata* (3%) и др. В числе сопутствующих бентосные: морской эпифит *Caloneis brevis*, солоноватоводно-морской *Diploneis didyma*, *D. smithii*, солоноватоводный *Tabularia fasciculata*, пресноводно-солоноватоводный эпифит *Cocconeis placentula* и другие.

Комплекс диатомей отражает условия накопления створок диатомей в морских неритических, незначительно опреснённых условиях – морская фаза согласно Е. А. Черемисиновой (1960). Следует отметить, что этот диатомовый комплекс очень похож на описанный ранее из образца №1/9 (Большиянов и др., 2016).

Д33 (-2.7 – -2.1 м абс. выс.)

В отложениях на глубине 14.1 м (абсолютная высота -2.1 м) установленная диатомовая флора представлена доминирующим солоноводным планктонным видом *Thalassiosira baltica* (59%), субдоминанты: солоноводные *Actinocyclus ehrenbergii* var. *crassa* (17%), *Thalassiosira hyperborea* (11%). Сопутствующие: морской вид *Grammatophora marina*, солоноводный *Tabularia fasciculata*, сублиторальный пресноводно-солоноватоводный эпифит *Cocconeis placentula* и другие. Диатомовый комплекс свидетельствует о мелководном морском бассейне со значительным опреснением, соответствует регрессивной фазе развития Мгинского моря (Черемисинова, 1960).

В отложениях в интервале глубин 14.0–13.8 м (абсолютные высоты -1,8 – -2.0 м) диатомовые водоросли не обнаружены.

Таким образом, диатомовый анализ показывает, что гидрологический режим (солёность, глубина) Мгинского моря изменялись за время его существования. Условия мелководных опреснённых участков Мгинского моря (лагунная фаза) меняются на морские прибрежные неритические условия (морская фаза) с последующей регрессивной фазой, сильно опреснённой и мелководной.

Глава 5. Продолжительность микулинского (эемского) межледниковья

Последнее межледниковье носит название микулинского на Восточно-Европейской равнине и эемского в Западной и Центральной Европе. Границы эемского (микулинского) межледниковья принято определять на основе фаз развития растительности, определённых с помощью спорово-пыльцевого анализа (табл. 3.1). В настоящее время большинство исследователей сходится во мнении, что эемское (микулинское) межледниковье приблизительно соответствует МИС5е (напр., LIGA Members, 1991; CAPE-LIP Members, 2006). Данная идея впервые была высказана Н. Шеклтоном (Shackleton, 1969), выделившим в составе МИС5 пять подстадий. Он отметил, что эемское межледниковье включает один климатический цикл. Цикл начинается с холодных условий, которые затем сменяются тёплыми (теплее современных) и снова холодными в конце межледниковья. МИС5, в свою очередь, состоит из трёх климатических циклов, поэтому эемское межледниковье может быть скоррелировано лишь с наиболее тёплой его подстадией – МИС5е. Н. Шеклтон оценил продолжительность МИС5е и эемского межледниковья в ~11 тыс. лет. Такую же оценку продолжительности эемского межледниковья получил Г. Мюллер (Müller, 1974), основываясь на подсчёте годовых лент в разрезе Биспинген (Bispingen) (Северная Германия). Позже аналогичные подсчёты были выполнены для двух других разрезов в Северной Германии – Квакенбрюк (Quakenbrück) (Hahne et al., 1994) и Гросс Тодсхорн (Gross Todtshorn) (Caspers, 1997), – которые подтвердили результаты, полученные по разрезу Биспинген. Надёжность этих оценок ограничена отсутствием варв в финальные стадии эемского межледниковья в указанных разрезах, из-за чего их продолжительности определены посредством экстраполяции скоростей осадконакопления. Основания для корреляции между эемским межледниковьем и МИС5е детально обсуждались Я. Мангерудом (Mangerud, 1989).

Возраст границы МИС5/6 определён Л. Лисецки и М. Реймо (Lisiecki and Raymo, 2005) в ~130 тыс. лет., а возраст границы МИС5е/5d оценён Н. Шеклтоном с соавторами (Shackleton et al., 2002) в ~115 тыс. лет. Прямое сравнение спорово-пыльцевых спектров и кривой $\delta^{18}\text{O}$ (‰) по бентосным фораминиферам в керне MD952042, отобранном в ~130 км к юго-западу от Лиссабона, однако, показало несоответствие между границей МИС5/6 и началом эемского межледниковья (Sánchez Goñi et al., 1999; Shackleton et al., 2003). Согласно этим данным, межледниковые условия на Иберийском п-ове установились приблизительно на 6 тыс. лет позже начала МИС5, или около 126 тыс. лет назад. Кроме того, эти результаты указывают на то, что межледниковая растительность появилась на Иберийском п-ове на 2 тыс. лет позже установления высокого (близкого к современному) уровня моря. Данный вывод, однако, противоречит данным по многочисленным разрезам морских межледниковых отложений в Северной Европе (Beets et al., 2006), согласно которым высокий уровень моря установился в этом регионе в климатический

оптимум, определённый по спорово-пыльцевым спектрам (напр., Zagwijn, 1983; 1996; Streif, 1990). Ещё более позднюю оценку времени начала эемского межледникового ~121 тыс. лет назад получили М. Сир с соавторами (Sier et al., 2011; 2015), выполнив корреляцию между терригенными отложениями в Северной Европе и океаническими кернами с помощью палеомагнитного экскурса Блейк. Согласно этим данным, начало развития межледниковой растительности приходится на период снижения уровня Мирового Океана, что, однако, также противоречит приведённым выше данным. Несоответствие между изотопно-кислородными и спорово-пыльцевыми данными в керне MD952042 может быть объяснено отепляющим воздействием североатлантической глубинной водной массы (NADW) на придонные воды Северной Атлантики, в результате которого наблюдается сдвиг записи $\delta^{18}\text{O}$ вниз по разрезу. Подобное несоответствие между началом $\delta^{18}\text{O}$ -плато и установлением высокого уровня моря в голоцене в Северной Атлантике составляет 3.7 ± 1.1 тыс. лет (Waelbroeck et al., 2008).

С. Фундер с соавторами (Funder et al., 2002) определили время установления высокого уровня моря в 128 ± 1 тыс. лет назад, основываясь на результатах U/Th-датирования коралловых рифов. По их оценке, это произошло через ~500 лет после начала зоны *Carpinus*. Используя хронологию пыльцевых зон разреза Биспинген (Müller, 1974), они оценили время начала эемского межледникового в 132.5 тыс. лет. Внесение поправок на изостатический и тектонический эффекты позволило уточнить эту оценку до 131 тыс. лет (Lambeck et al., 2006). Похожую оценку возраста начала межледникового 131.2 ± 2.0 (2σ) тыс. лет получили К. Вальбрёк с соавторами (Waelbroeck et al., 2008) на основании U/Th-датирования коралловых рифов. За момент начала межледникового они приняли резкий рост содержания метана в антарктическом ледяном керне. Установление высокого уровня моря исследователи определили в 126.0 ± 1.7 (2σ) тыс. лет назад. Альтернативная реконструкция с использованием U/Th-дат по кораллам дала возраст установления высокого уровня моря 130 ± 2 тыс. лет назад (Hearty et al., 2007).

Точное соответствие между окончанием последнего межледникового и границей МИС5e/d также дискуссионно. Так, в разрезах Южной Европы реконструировано сохранение межледниковых условий до второй половины МИС5d (111–107 тыс. лет назад). (Kukla et al., 1997; 2002; Tzedakis, 2003; Brauer et al., 2007; Allen and Huntley, 2009). Х. Цедакис (Tzedakis, 2003) пришёл к выводу, что разница в продолжительности эемского межледникового в Южной и Северной Европе объясняется различием времени существования лесной растительности. Дж. Кукла с соавторами (Kukla et al., 2002) предложили использовать понятие «последнее межледниковье *sensu stricto*» как тёплый период, выделенный в разрезах северо-западной Европы, а понятие «последнее межледниковье *sensu lato*» как период существования умеренных

Таблица 5.1. Сводная таблица датировок, полученных из палинологически охарактеризованных отложений микулинского (земского) межледниковья Северной Европы различными методами: уран-ториевым (U/Th); электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР); оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ); люминесценции, стимулированной инфракрасным светом (ИКСЛ); инфракрасной радиофлуоресценции (ИК-РФ). Если в источнике дано несколько дат, рассчитано их средневзвешенное значение. Даты и погрешности округлены до целых значений. Асимметричные погрешности заменены на усреднённые симметричные.

Разрез	Метод	Возраст (тыс. лет)											Источник		
		Заале	E1	E2a	E2b	E3a	E3b	E4a	E4b	E5		E6a		E6b	
		Заале	I	IIa	IIb		IIIa	IIIb	IIIc	IVa	IVb	Va		Vb	VI
		Заале	I	II	III		IVa		IVb	V		VI		VII	
		M1	M2	M3	M4			M5	M6		M7	M8			
Черемошник	U/Th	122±6												Rusakov et al., 2019; Максимов и др., 2020	
Нижняя Боярщина	U/Th	128±2												Максимов и др., 2022	
Банзин (Banzin)	U/Th	119±7											Börner et al., 2015; Максимов и др., 2021		
Бекентин (Beckentin)	U/Th	116±4											Rother et al., 2019; Максимов и др., 2021		
Фили	U/Th	105±3											Максимов и Кузнецов, 2010; Кузнецов и Максимов, 2012		
Ноймарк-Норд 2 (Neumark-Nord 2)	ИК-РФ		122±13											Strahl et al., 2010	
Нетисос (Netiesos)	ЭПР		112±10											Baltrūnas et al., 2013	
Черемошник	U/Th	115±8											Rusakov et al., 2015; Максимов и др., 2020		
Килешино	U/Th	115±3											Максимов и др. (Preprint)		
Йонёнис (Jonionys)	ЭПР	110±2											Гайгалас и Молодьков, 1998		
Завод им. Свердлова	ЭПР	110±9											Большиянов и др., 2016		
Нетисос (Jonionys)	ЭПР/ИКСЛ	96±7											Baltrūnas et al., 2013		
Затон	ЭПР	112±5											Molodkov and Raukas, 1988; Molodkov, 2020		
Рур-Грабен (Ruer Valley Graben)	ОСЛ	114±12											Schokker et al., 2004		
Рюттен (Rutten)	ИКСЛ	109±6											Sier et al., 2015		
Дагебюль (Dagebuell)	U/Th/ЭПР	131±1											Hoffman et al., 1999; Winn et al., 2000		
Нижняя Боярщина	U/Th	109±2											Максимов и др., 2022		
Затон	ЭПР	89±3											Molodkov and Raukas, 1988; Molodkov, 2020		
Нойбранденбург-Хинтерсте Мюле (Neubrandenburg-Hinterste Mühle)	U/Th	116±12											Börner et al., 2018; Максимов и др., 2021		
Нижняя Боярщина	U/Th	99±3											Максимов и др., 2022		
Микулино	U/Th	110±5											Максимов и Кузнецов, 2010; Максимов и др., 2021		
Мурава	U/Th	103±5											Максимов и Кузнецов, 2010; Кузнецов и Максимов, 2012		
Келколово	ЭПР	137±16											Молодьков и Краснов, 1998		
Дагебюль (Dagebuell)	ЭПР	127±15											Hoffman et al., 1999		
Снайгупеле (Snaigupèlè)	U/Th	129±12											Baltrūnas et al., 2015		
Рюттен (Rutten)	ИКСЛ	112±11											Sier et al., 2015		
Плѐс	ИК-РФ	124±12											Degering and Krbetschek, 2007; Boettger et al., 2009		

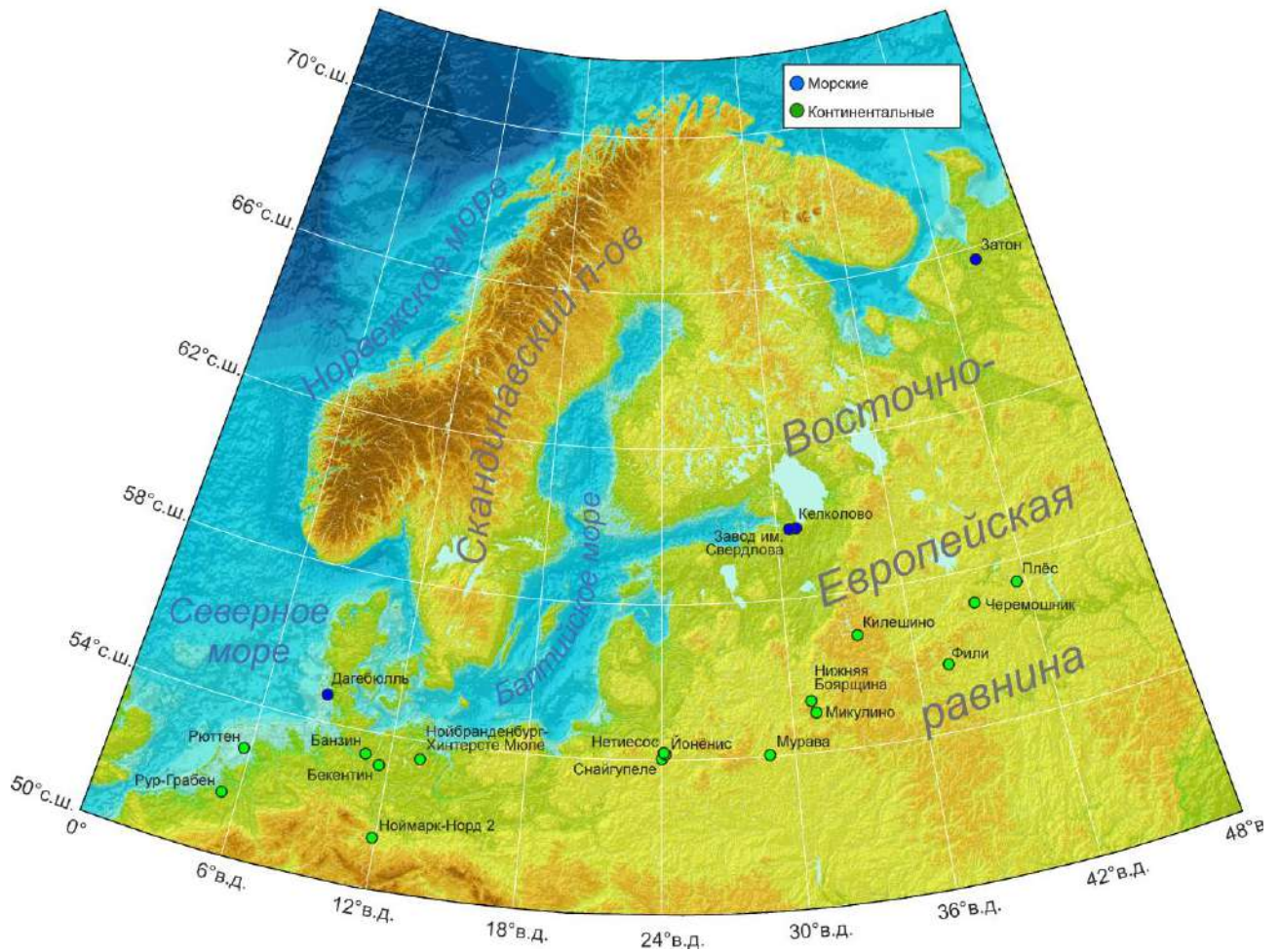


Рис. 5.1. Местоположения палинологически охарактеризованных разрезов континентальных и морских микулинских (эмских) отложений, датированных методами абсолютного датирования. В качестве подложки использована цифровая модель рельефа ETOPO1.

лесов в южной Европе, которое продолжалось в течение МИС5е и части МИС5d. При этом термин «эмское межледниковье», по их мнению, следует считать синонимом последнего межледниковья *sensu stricto*. Согласно другому мнению (Brigham-Grette, 2001; Helmens, 2014), последнее межледниковье *sensu lato* включает в себя всю МИС5 (эм и раннюю вису). С такой интерпретацией, однако, нельзя согласиться, поскольку МИС5d-a характеризуются существенным разрастанием покровных оледенений (Otvos, 2015). Н. С. Болиховская и А. Н. Молодьков (Bolikhovskaya and Molodkov, 2002; Molodkov and Bolikhovskaya, 2009; Molodkov, 2020) считают, что микулинское межледниковье (последнее межледниковье *sensu stricto* по определению Дж. Куклы с соавторами, Kukla et al., 2002) продолжалось в течение всей МИС5 (145–70 тыс. л. н.) на основании ЭПР-датирования моллюсков из отложений севера Евразии. Данной точке зрения, однако, противоречит не только существование обширных покровных оледенений на севере Евразии в течение МИС5d-a (напр., Svendsen et al., 2004), но и результаты

варвохронологических исследований (Müller, 1974; Nahne et al., 1994; Caspers, 1997), и инструментального датирования (табл. 5.1).

Корреляция между микулинским (земским) межледниковьем и МИС5е до сих пор не была подтверждена путём непосредственного датирования палинологически охарактеризованных отложений инструментальными методами. Датировались лишь отложения отдельных палинозон, однако имеющиеся результаты (табл. 5.1, рис. 5.1) не позволяют сделать однозначного вывода о продолжительности межледниковья и возможности его корреляции с МИС5е. Даты из одних и тех же палинозон сильно варьируют от разреза к разрезу, что неудивительно, поскольку погрешности измерения возраста зачастую сопоставимы с продолжительностью межледниковья. Кроме того, длительности фаз развития растительности на востоке и западе Европы могут сильно различаться (Чепурная, 2009а,б). Тем не менее, лишь единичные из полученных дат моложе 100 тыс. лет, что позволяет исключить корреляцию микулинского (земского) межледниковья со всей МИС5.

Серия ОСЛ-дат, полученная автором из мгинской толщи в разрезе Завод им. Свердлова, покрывает всю последовательность РПЗ микулинского межледниковья (табл. 4.3, рис. 4.1, 4.11), поэтому может быть использована для оценки продолжительности межледниковья. Полученные с использованием байесовского моделирования оценки времени начала и окончания микулинского межледниковья, 133 ± 8 и 109 ± 7 тыс. лет назад, соответственно (рис. 4.11), предполагают несколько большую продолжительность межледниковья, чем это было ранее определено варвохронологическим методом (Müller, 1974; Nahne et al., 1994; Caspers, 1997). Вероятно, это связано с гораздо меньшей точностью ОСЛ-метода, особенно при датировании столь древних отложений. Большую роль также играет включение/исключение в модель наиболее древних дат, 177 ± 20 и 162 ± 9 тыс. лет, которые представляются значительно удревнёнными, по-видимому, из-за неполной засветки зёрен КПШ перед захоронением. Автор не стал исключать данные даты, чтобы не вносить в оценку возраста субъективный фактор, однако это несколько расширяет возрастной интервал модели. Тем не менее, с учётом погрешности, можно заключить, что построенная модель не противоречит корреляции между микулинским (земским) межледниковьем и МИС5е.

Следует отметить, что полученные результаты не согласуются с результатами А. Н. Молодькова и Н. С. Болиховской (Molodkov and Bolikhovskaya, 2022) для разреза Вока в Эстонии. Они получили ИКСЛ-даты в диапазоне от ~ 94 до ~ 70 тыс. лет для палинозон микулинского межледниковья М₆–М₈, однако, с точки зрения автора, корреляция датированных отложений с микулинским горизонтом не доказана. В обнажении Вока вскрыт разрез погребённой древней долины Вазавере (Raukas et al., 2007). Согласно классическим представлениям (Раукас, 1978;

Таваст и Раукас, 1982; Miidel, 2003; Raukas et al., 2007), долина Вазавере заполнена флювиогляциальными и лимногляциальными осадками, накапливавшимися в период деградации последнего оледенения. Первые попытки датирования этих отложений дали неоднозначные результаты. А. Раукас (Raukas, 2004) получил пять ИКСЛ-дат по полевым шпатам в интервале 75–9.8 тыс. лет из отложений разреза Панньярве. Ещё две ОСЛ-даты по кварцу 12.5 (18.5) и 25 тыс. лет были получены из разреза Вока (Raukas and Stankowski, 2005). А. Раукас с соавторами (Raukas et al., 2007) считают, что только самые молодые даты являются корректными, т.е. датированные отложения накапливались в позднеледниковье.

Позже из отложений разреза Вока была получена серия ИКСЛ-дат в интервале от ~94 до ~8 тыс. лет (Molodkov et al., 2007; Molodkov, 2007; Molodkov and Bolikhovskaya, 2022). Исследователи выделили в разрезе две формации, скоррелировав нижнюю с микулинскими палинозонами М₆–М₈ и МИС4, а верхнюю – со средним валдаем и голоценом. Корреляция нижней формации с микулинским горизонтом, однако, вызывает сомнения, поскольку её спорово-пыльцевые спектры отличаются от спектров опорных межледниковых разрезов в окрестностях Финского залива, среди которых Мга (Знаменская, 1959), Рыбацкое (Лаврова и Гричук, 1960), Прангли (Лийвранд и Вальт, 1966), Синявино (Малаховский и др., 1969а), Красносельское (Соколова и др., 1972), Юкки (Вишневецкая и др., 1973), Рынгун (Раукас, 1978) и ряд других. Во-первых, обращает на себя внимание низкое содержание древесной пыльцы во время оптимума межледниковья (палинозона М₆). В разрезе Вока оно составляет 40–65%, в то время как во всех упомянутых выше разрезах доля древесной пыльцы достигает 80–95%. Во-вторых, в климатический оптимум, выделенный в разрезе Вока, повсеместно встречается пыльца *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, тогда как в известных микулинских разрезах она отсутствует или появляется спорадически. Следует отметить, что широкое распространение *Artemisia* и *Chenopodiaceae* является характеристикой перигляциальных обстановок в Восточной Европе (Гричук и Гричук, 1960; Новенко, 2016). В-третьих, ключевым диагностическим признаком микулинских отложений является последовательность кульминаций *Quercus-Ulmus-Corylus-Tilia-Carpinus* (Малаховский и др., 1969а). В разрезе Вока пыльца широколиственных пород присутствует, однако указанная последовательность кульминаций не обнаружена. Сама по себе пыльца широколиственных, однако, не является отличительным признаком микулинских осадков, поскольку она также широко встречается в валдайских (вислинских) породах в переотложенном виде (Andersen, 1957; 1961; Малаховский и др., 1969б; Лийвранд, 1976; 1982). К примеру, в разрезе Синявино (Малаховский и др., 1969б) пыльца широколиственных присутствует постоянно по всей мощности 55-метровой валдайской толщи, перекрывающей мгинскую свиту. Таким образом, корреляция нижней формации в разрезе Вока с микулинским

горизонтом не доказана. Более вероятно, что она формировалась в раннем валдае или ещё позже, как это предполагалось более ранними исследованиями (Miidel 2003; Raukas et al., 2007).

Глава 6. Фазы развития Мгинского моря (по результатам изучения разреза Завод им. Свердлова)

Вслед за Е. А. Черемисиновой (Черемисинова, 1960; Знаменская и Черемисинова, 1962; Малаховский и др., 1969а) автор выделяет четыре фазы развития Мгинского моря: мариногляциальную, солоноводную (лагунную по Е. А. Черемисиновой), морскую и регрессивную (рис. 6.1). Названия фаз отражают наиболее яркие признаки, характеризующие каждый из этапов развития Мгинского моря. Мариногляциальная фаза соответствует началу трансгрессии и проникновению морских вод в приледниковый бассейн позднемосковского возраста. Солоноводная фаза приходится на начало микулинского межледниковья и характеризуется невысокой солёностью. Морская фаза соответствует максимуму морской трансгрессии, когда Мгинское море имело максимальную солёность, близкую к нормальной морской солёности. Регрессивная фаза отвечает регрессии Мгинского моря, сопровождающуюся постепенным снижением солёности. В разрезе Завод им. Свердлова фазы выделены на основании результатов геохимического и диатомового анализов.

6.1. Мариногляциальная фаза

Согласно результатам геохимических анализов и варвохронологического изучения свердловских отложений, первое проникновение морских вод в позднемосковский приледниковый бассейн произошло не позднее ~1100 лет до начала микулинского межледниковья (подфаза *a* мариногляциальной фазы, рис. 6.1). Ленточные отложения этого периода содержат большое количество материала ледового разноса (МЛР), что позволяет предположить его корреляцию с событием Хайнриха 11 (Heinrich, 1988; McManus et al., 1998). Следует отметить, что Д. Бетс с соавторами (Beets et al., 2006) коррелируют с событием Хайнриха 11 стадиал Каттегат, однако в разрезе Завод им. Свердлова в интервале, соответствующем стадиалу Каттегат, МЛР отсутствует. Нельзя исключать, что горизонт МЛР в свердловских ленточных глинах отражает изменение локальных условий у фронта ледника и не связан с событием Хайнриха 11.

На побережье Мгинского моря в конце московского криохрона господствовала елово-сосновая растительность с элементами перигляциальной флоры. Примерно за 1080 лет до начала межледниковья активизация ледового разноса завершилась, что может быть связано с ослаблением связи между Мгинским морем и океаном. На это указывают геохимические данные, согласно которым за ~1030 лет до начала межледниковья Мгинское море могло испытать сильное опреснение – возможно соединение с океаном было полностью перекрыто на какое-то время (подфаза *b* мариногляциальной фазы, рис. 6.1). Существование данного события нельзя считать полностью доказанным, поскольку оно реконструировано на основании только одного

индикатора – отношения ТОС/S, – при том, что в отложениях недостаточное содержание ТОС (<1%, Berner and Reisswell, 1984) для его надёжного использования. Э. С. Плешивцева с соавторами (1984ф) также зафиксировали кратковременное опреснение в верхнемосковских отложениях скв. №10 по результатам диатомового анализа, однако, по их данным, оно произошло в конце каспийского интерстадиала (палинозона Ms₂). Период опреснения продолжался около 680 лет и закончился за ~350 лет до наступления межледникового. Что интересно, границы предполагаемой пресноводной подфазы практически полностью совпадают с гранулометрической зоной ГМ32 (рис. 6.1), которая характеризуется повышением содержания глины в ленточных отложениях и уменьшением мощности варв.

По результатам палинологических и варвохронологических исследований за ~700 лет до начала межледникового наступило потепление, которое, вероятно, коррелирует с каспийским интерстадиалом. Во время потепления в составе растительных сообществ снижается участие ели (*Picea*) и элементов перигляциальной флоры, в то время как участие сосны (*Pinus*) и ольхи (*Alnus*) возрастает, появляется орешник (*Corylus*). Продолжительность каспийского интерстадиала составляет около 400 лет. Следует отметить, что М. Зайденкранц оценила продолжительность интерстадиала цайфен (аналог каспийского интерстадиала) на о. Анхольт (Дания) в ~1000 лет (Seidenkrantz, 1993). Термин «каспийский» интерстадиал предложен В. П. Гричуком по наименованию р. Каспия в Смоленской области (Малаховский и др., 1966ф; Буслович и др., 1969). Он был выделен Д. Б. Малаховским с соавторами (1966ф; 1969а) в разрезах Нижняя Боярщина (Чеботарёва, 1954; Гричук и Гричук, 1960) на р. Каспия, Петрокрепость (Недригайлова и др., 1965ф; Плешивцева, 2011а) и Синявино (Малаховский и др., 1969а) в Ленинградской области и Фелицианова (Крукле и др., 1963) в Латвии. В Западной Европе интерстадиальное потепление в конце заальского ледникового называется «цайфен» (Zeifen) по наименованию местечка в Баварии (Jung et al., 1972). Название предложено Ж. Вуайяр (Woillard, 1978), которая обнаружила аналогичное потепление в отложениях разреза Гранд-Пиль (Grand Pile) на северо-востоке Франции.

За ~350 лет до начала межледникового в Мгинском море снова устанавливаются солоноводные условия (подфаза в мариногляциальной фазы, рис. 6.1). В это же время происходит смена характера осадконакопления, в результате чего в отложениях снижается содержание глинистых и увеличивается доля алевритовых частиц.

После завершения каспийского интерстадиала наступило похолодание (стадиал Каттегат), которое, однако, продолжалось недолго, около 200 лет. Близкое значение продолжительности предшествовавшего эемскому межледниковью похолодания – 250 лет – было получено варвохронологическим методом в разрезе Лаго-Гранде-ди-Монтиккьо (Lago

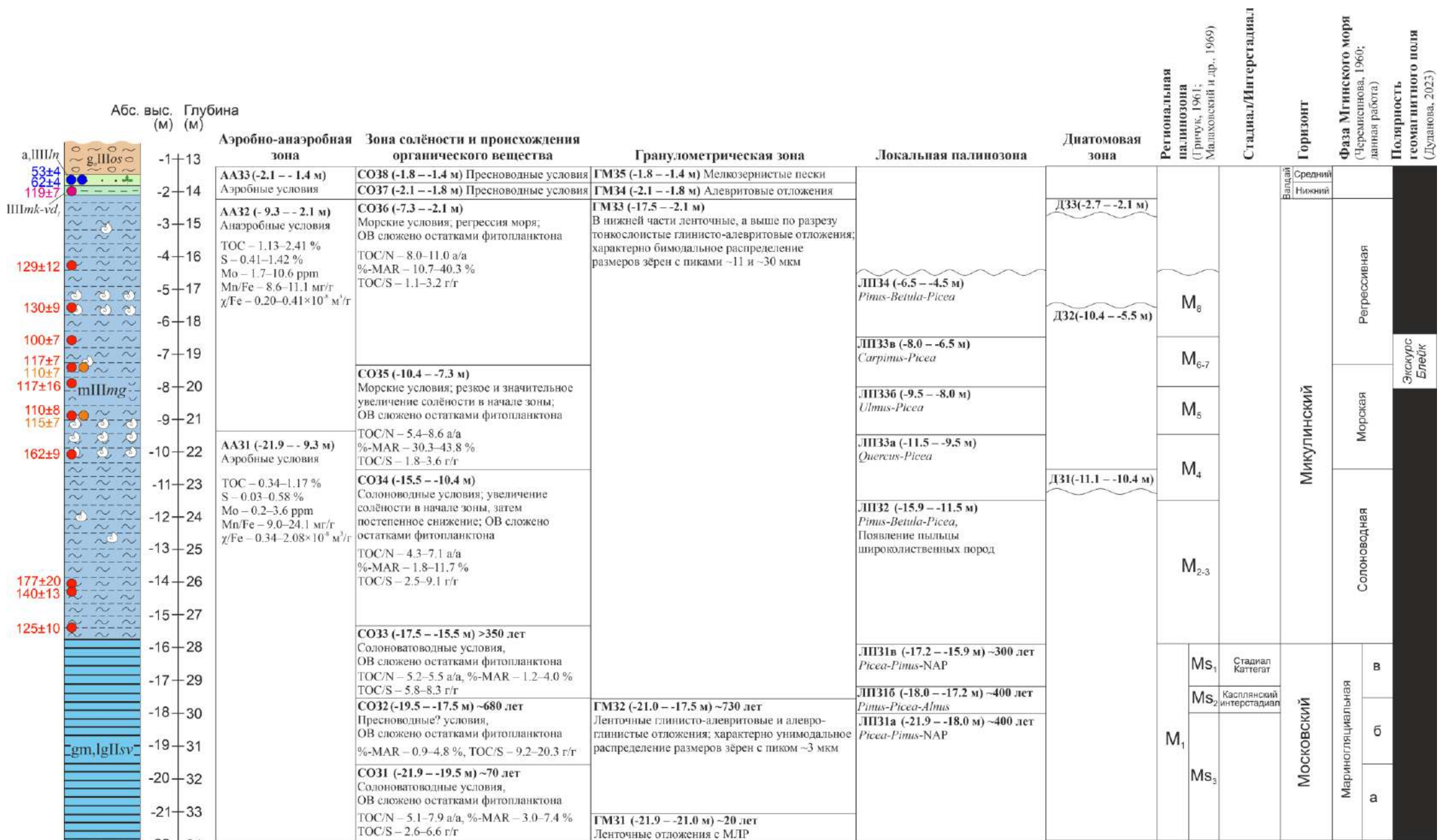


Рис. 6.1. Сводная схема по результатам изучения межморенных отложений разреза Завод им. Свердлова. Условные обозначения для литологической колонки показаны на рис. 4.1.

Grande di Monticchio) на юге Италии (Brauer et al., 2007). В то же время, на о. Анхольт (Дания) продолжительность интерстадиала Каттегат оценена в ~1200 лет (Seidenkrantz, 1993). Во время стадиала Каттегат на побережье Мгинского моря снова господствует еловая растительность. Участие сосны снижается, а элементов перигляциальной флоры несколько возрастает.

6.2. Солоноводная (лагунная) фаза

Наступление солоноводной фазы развития Мгинского моря приблизительно совпадает с началом микулинского межледниковья. По палинологическим данным начало межледниковья характеризуется резким ростом участия сосны в растительных сообществах. В то же время, участие ели (*Picea*), карликовой берёзки (*Betula nana*) и полыни (*Artemisia*) снижается. Литологическим индикатором наступления межледниковых условий является исчезновение ритмичной слоистости и появление чёрного (синего) оттенка в глинисто-алевритовых отложениях. На этом же уровне в разрезе начинают встречаться остатки морских моллюсков. Солоноводная фаза продолжалась до середины палинозоны М4. В это время на побережье Мгинского моря произрастали смешанные хвойно-широколиственные леса. Согласно результатам диатомового анализа, в начале палинозоны М4 осадконакопление происходило в мелководном морском бассейне с сильным опреснением. В диатомовом комплексе конца солоноводной фазы встречаются солоноводно-морские виды: *Diploneis smithii*, *Cocconeis scutellum*, – и пресноводные: *Epithemia turgida*, *Cocconeis disculus* и *Diploneis domblittensis*. На сильное опреснение в конце солоноводной фазы указывают и геохимические данные.

6.3. Морская фаза

Начало морской фазы чётко реконструируется как по геохимическим, так и по диатомовым данным. Обоими методами фиксируется резкое повышение солёности и глубины Мгинского моря на уровне -10.4 м абс. выс. Диатомовый комплекс на абс. выс. -10.3 м отражает условия осадконакопления в морской прибрежной, возможно, сублиторальной зоне морского бассейна, незначительно опреснённого. На отметке -9.3 м абс. выс. уже реконструируются морские неритические условия осадконакопления, более глубоководные и с большей солёностью, чем на отметке -10.3 м абс. выс. В диатомовом комплексе морской фазы преобладают морские и солоноводно-морские виды: *Hyalodiscus scoticus*, *Chaetoceros* sp., *Grammatophora oceanica*, *Thalassiosira gravida* и *Grammatophora macilenta*. Данные геохимического анализа указывают на то, что в начале морской фазы произошло проникновение большого объёма солёных и богатых кислородом вод в Мгинское море. Значения отношения ТОС/S около 2.1 г/г в пределах морской и последующей регрессивной фаз свидетельствуют о солёности не менее 18‰. Отложения мгинской толщи, соответствующие начальной стадии морской фазы, содержат большое количество остатков морских моллюсков, что обусловлено

аэробными условиями в придонных водах Мгинского моря. Выше по разрезу раковины моллюсков встречаются редко из-за возникновения в начале РПЗ М₅ анаэробных условий. Обеднение вод Мгинского моря кислородом, вероятно, связано с его застойным режимом. Морская фаза продолжалась до середины палинозоны М₆₋₇; таким образом, она соответствует климатическому оптимуму микулинского межледниковья. На побережье Мгинского моря в этот период произрастали елово-широколиственные леса. По данным В. И. Дудановой (2023), зона М₆₋₇ примерно соответствует экскурсу геомагнитного поля Блейк.

6.4. Регрессивная фаза

Начало регрессии Мгинского моря определено по началу снижения содержания морского ОВ в органике в середине палинозоны М_{6/7} на отметке -7.7 м абс. выс. Снижение концентрации морского ОВ происходило постепенно до кровли мгинской толщи. По данным диатомового анализа, на уровне -5.5 м абс. выс. всё ещё реконструируются морские неритические незначительно опреснённые условия, однако отложения в кровле мгинской толщи уже формировались в мелководном морском бассейне со значительным опреснением. На это указывает доминирование в составе диатомей конца регрессивной фазы солоноводных видов: *Thalassiosira baltica*, *Actinocyclus ehrenbergii* var. *crassa* и *Thalassiosira hyperborea*. Согласно геохимическим данным, в течение всей регрессивной фазы в придонных водах Мгинского моря преобладали аноксические условия, препятствующие развитию малакофауны.

6.5. Озёрная фаза

В конце палинозоны М₈ либо в начале раннего валдая в Мгинском бассейне установились пресноводные условия. На это указывают геохимические данные – отношение ТОС/S в диапазоне 9.6–14.7 и отсутствие морского ОВ в органике (рис. 4.20). Отношение ТОС/N свидетельствует о том, что в составе ОВ, заключённого в озёрных отложениях, преобладает фитопланктон (рис. 4.20). Низкое содержание S и Mo одновременно с повышенным отношением Mn/Fe позволяют реконструировать аэробные условия в придонных водах пресноводного бассейна. Установление пресноводных условий в зоне М₈ фиксируется в разрезах Карельского перешейка: Красносельское (Соколова и др., 1972), Юкки (Вишневецкая и др., 1973) и Пески (Miettinen et al., 2014).

6.6. Выводы

По результатам изучения разреза Завод им. Свердлова с использованием геохимического и диатомового методов выделено четыре фазы развития Мгинского моря: мариногляциальная, солоноводная (лагунная), морская и регрессивная. Проникновение солёных вод в приледниковый бассейн позднемосковского возраста произошло не позднее ~1100 лет до начала микулинского межледниковья. В период ~1030–350 лет до начала межледниковья Мгинское море подверглось

значительному опреснению, однако затем соединение с океаном восстановилось. В свердловских отложениях разреза Завод им. Свердлова выделены 3 РПЗ Ms_3 , Ms_2 (касплянский интерстадиал) и Ms_1 (стадиал каттегат). Согласно результатам варвохронологических исследований продолжительность каспянского интерстадиала составляла ~400 лет (~700–300 лет до начала межледниковья), а стадиала каттегат – ~300 лет.

Мариногляциальная фаза развития Мгинского моря продолжалась до начала микулинского межледниковья и сменилась солоноводной (лагунной) фазой, в начале которой реконструируется небольшое увеличение солёности. Окончание солоноводной фазы соответствует середине РПЗ M_4 .

Начало морской фазы отражается в резком увеличении солёности и глубины Мгинского моря, которое привело к стремительному развитию морских диатомей и моллюсков. По данным геохимического анализа солёность Мгинского моря в течение морской и последующей регрессивной фаз составляла не менее 18‰. В начале РПЗ M_5 в придонных водах Мгинского моря установились аноксические условия, что привело к значительному обеднению фаунистического комплекса. Существование аноксических условий продолжалось до конца межледниковья.

В середине РПЗ M_{6-7} реконструируется начало регрессивной фазы развития Мгинского моря, которая продолжалась до конца межледниковья и сменилась озёрной фазой в конце РПЗ M_8 либо в начале раннего валдая.

Глава 7. Корреляция фаз развития растительности и моря в Балтийском и Онежско-Ладожском регионах в последнем межледниковье

7.1. Хронология фаз развития растительности в эемском (микулинском) межледниковье в Северной Европе

Единственная разработанная на текущий момент хронология фаз развития растительности в эемском (микулинском) межледниковье основана на хронологии разреза Биспинген в Северной Германии (Müller, 1974). Продолжительности зон E_{4a}–E₅ (по Menke and Tunni, 1984), определённые в разрезе Биспинген, приблизительно соответствуют длительностям тех же зон, рассчитанным по отложениям с годичной слоистостью в разрезах Квакенбрюк и Гросс Тодсхорн (табл. 7.1) (Hahne et al., 1994; Caspers, 1997). Кроме того, продолжительность заключительной пыльцевой зоны эемского межледниковья *Pinus-Picea* (E₇) была определена в разрезе Крумбах (Krumbach) в Баварии (Frenzel and Bludau, 1987 в Turner, 2002) и составила, по крайней мере, 1650 лет, что близко к значению ~2000, полученному для разреза Биспинген (табл. 7.1). Недостатки хронологии, основанной на подсчёте варв в разрезе Биспинген, отмечались как самим Г.

Таблица 7.1. Результаты подсчёта годичных слоёв в пределах эемских пыльцевых зон разрезах Биспинген (Müller, 1974), Квакенбрюк (Hahne et al., 1994), Гросс Тодсхорн (Hahne et al., 1994; Caspers, 1997) и Крумбах (Frenzel and Bludau, 1987 в Turner, 2002). Жирным шрифтом показаны результаты прямых подсчётов, а курсивом – значения, полученные посредством экстраполяции скоростей осадконакопления (по Caspers, 1997, с изменениями и дополнениями).

Пыльцевые зоны (Menke and Tunni, 1984)	Ппыльцевые зоны (Selle, 1962)	Продолжительность, лет				
		Биспинген (Müller, 1974)	Квакенбрюк (Hahne et al., 1994)	Квакенбрюк (пересчитано, Caspers, 1997)	Гросс Тодсхорн (Caspers, 1997)	Крумбах (Frenzel and Bludau, 1987)
E1	I	~100	-	-	-	-
E2	IIa	200	-	-	-	-
E3	IIb	450	-	-	-	-
E4a	IIIa	450	-	-	345-386	-
	IIIb	700	1368 (1038)	1230 (900)	641-692	-
E4b	IIIc	1000-1200	1579	1063	1268-1469 (1043-1244)	-
E5	IV	~4000	3300	4391	-	-
E6	V	~2000	1500 (700)	925 (125)	-	-
E7	VI	~2000	-	-	-	≥1650

Мюллером, так и другими исследователями. К ним, в первую очередь, относится отсутствие годичной слоистости в зонах E₅–E₇, из-за чего их продолжительности определены путём экстраполяции скоростей осадконакопления. Кроме того, возможно, что в разрезе Биспинген не полностью представлена зона *Betula* (E₁), из-за чего её продолжительность может быть недооценена.

В. Загвейн (Zagwijn, 1996) пришёл к выводу, что в пределах Западной и Центральной Европы границы пыльцевых зон, предшествующих зоне *Carpinus* (E₅), почти синхронны – их возраста различаются не более чем на 200–500 лет. Данный вывод позволил многим исследователям использовать хронологию Биспингена для обоснования продолжительности фаз развития растительности эемского межледниковья не только на территории Германии, но и в Дании (напр., Kristensen et al., 2000; Gibbard and Glaister, 2006), Нидерландах (напр., Beets et al., 2006), Польше (напр., Head et al., 2005; Knudsen et al., 2012; Marks et al., 2014) и других странах Западной и Центральной Европы. Хронология Биспингена стала применяться и для разрезов Восточной Европы, в том числе в Ленинградской области (Miettinen et al., 2002; 2014), Карелии (Funder et al., 2002) и даже районе Белого моря (Grøsfjeld et al., 2006; Руденко и др., 2023). Обоснованность таких построений вызывает сомнения, поскольку границы пыльцевых зон можно считать условно синхронными только на небольших расстояниях между разрезами. Диахронность фаз развития растительности и динамика распространения древесных пород более детально изучена для голоцена (Firbas, 1954; Серебрянный, 1971; Савельева, 2007; Giesecke et al., 2011), в то время как в приложении к последнему межледниковью этой проблеме посвящены лишь единичные работы (Чепурная, 2009а,б). Как в голоцене, так и в последнем межледниковье, распространение основных широколиственных пород запаздывало в направлении на восток и северо-восток по отношению к Центральной Европе. Так, А. А. Чепурная (2009а,б), предположив что ареал граба (*Carpinus*) достиг побережья Белого моря в момент его максимальной экспансии в Центральной Европе, заключила, что в последнем межледниковье миграция граба из Центральной Европы до побережья Белого моря заняла не более 2.5–3 тыс. лет

Для независимой оценки времени запаздывания фаз развития растительности может быть использован синхронный уровень, который бы обнаруживался в эемских (микулинских) разрезах по всей Северной Европе. Так как в последнем межледниковье между Северным и Белым морями существовало соединение, любое резкое изменение глубины или солёности должно найти отражение как в самых западных, так и в самых восточных её частях. По результатам изучения разреза Завод им. Свердлова сделан вывод, что таким событием может быть резкое увеличение морского влияния в зоне *Quercus* (M₄), которое находит подтверждения в результатах геохимического и диатомового анализов (рис. 4.20, 4.21) и может быть сопоставлено с границей солоноводной (лагунной) и морской фаз развития Мгинского моря. Кроме того, к этому уровню приурочен ярко выраженный пик отношения Mn/Fe, который свидетельствует о значительном привносе насыщенных кислородом океанических вод в Мгинское море (рис. 4.23). Для того чтобы изучить, прослеживается ли данное событие в различных разрезах мгинских отложений, а также в других частях Балтики, было отобрано 34 опорных разреза (включая изученный автором

разрез), самый восточный из которых расположен на побережье Онежского озера, а самый западный – в районе Кильского канала (Германия) (рис. 7.1). В дополнение к вышесказанному, сопоставление данных разрезов позволит выявить общие закономерности в развитии Балтийского и Мгинского морей в последнем межледниковье.

7.2. Опорные разрезы эемских (мгинских) морских отложений в Балтийском и Онежско-Ладожском регионах

В качестве опорных разрезов эемских (мгинских) морских отложений отбирались разрезы, для которых получены спорово-пыльцевые спектры межледниковых отложений и, кроме этого, выполнены те или иные палеонтологические анализы (диатомовые водоросли, фораминиферы, малакофауна, остракоды), позволяющие проследить развитие морского бассейна в течение межледниковья. На основе данных этих анализов во всех разрезах были выделены фазы развития моря по Е. А. Черемисиновой (1960): мариногляциальная, солоноводная (лагунная), морская и регрессивная, – после чего они сопоставлялись с РПЗ (рис. 7.2). Кроме того, в некоторых разрезах

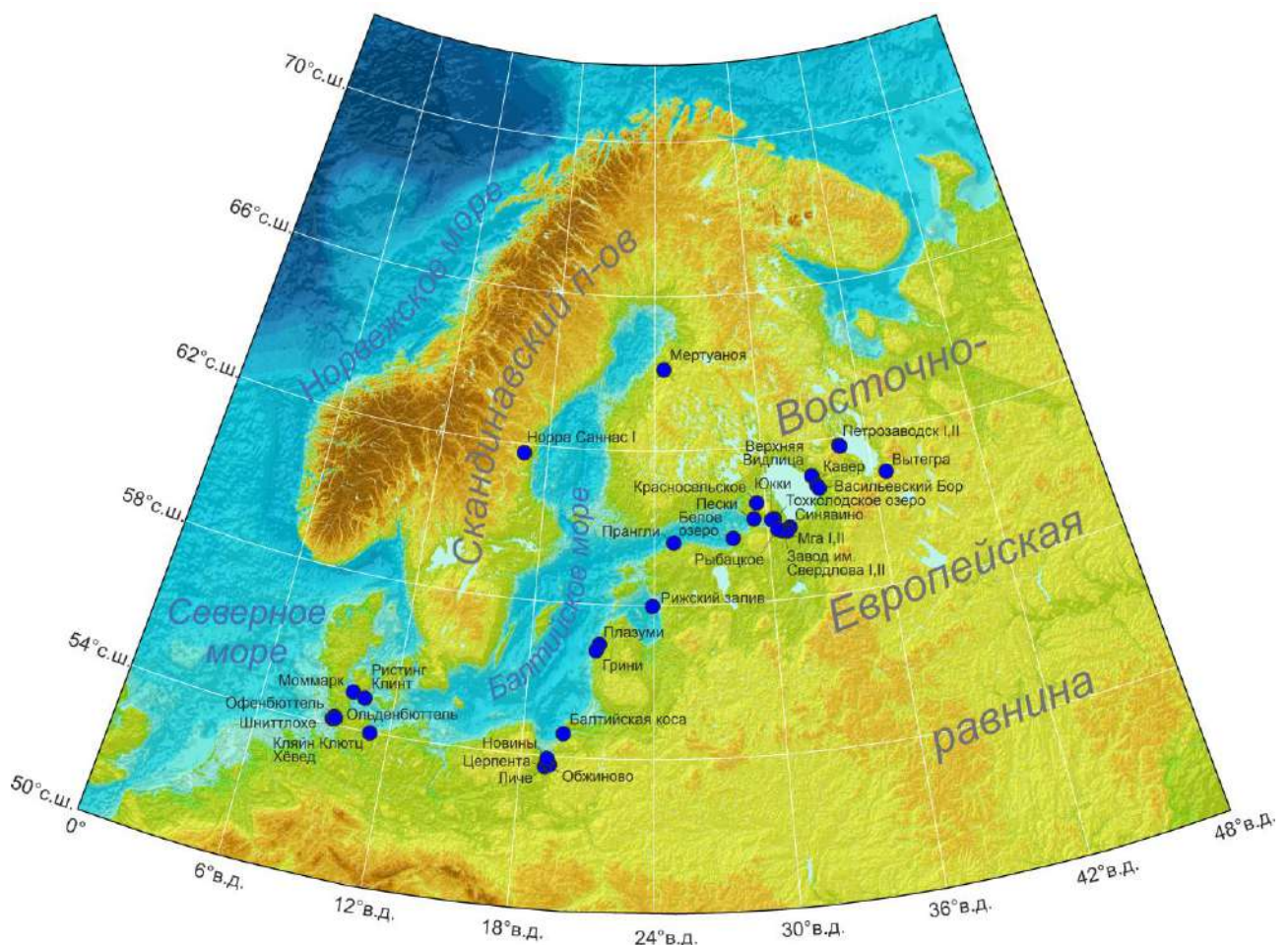


Рис. 7.1. Местоположения опорных разрезов эемских (мгинских) морских отложений. Изученный автором разрез фигурирует под названием «Завод им. Свердлова II». В качестве подложки использована цифровая модель рельефа ETOPO1.

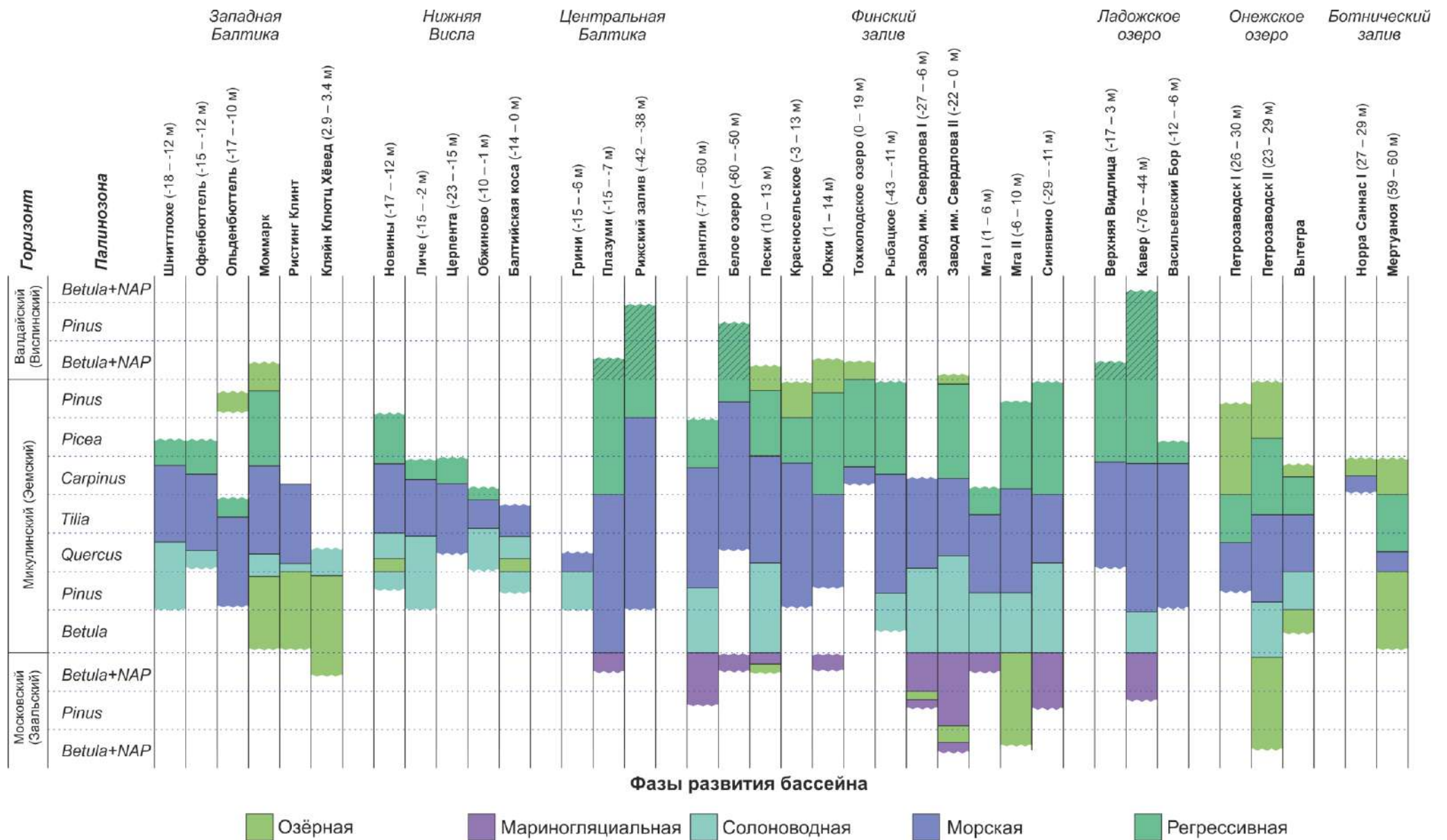


Рис. 7.2. Схема соотношений фаз развития Балтийского и Мгинского бассейнов в последнем межледниковье и региональных палинозон, составленная на основе 34 опорного разреза. В скобках указаны абсолютные высоты, на которых вскрыты морские отложения в каждом из разрезов. Штриховкой отмечены интервалы разрезов с нижневалдайскими (нижневислинскими) отложениями, морской генезис которых остаётся под вопросом.

выделялась озёрная фаза развития бассейна. Первая попытка сопоставления фаз развития моря в Мгинском море, Балтике, а также Северном и Белом морях была предпринята М. А. Лавровой (1961), однако с тех пор количество хорошо изученных разрезов значительно увеличилось, что позволяет выполнить более детальный обзор и обнаружить не отмечавшиеся ранее закономерности.

7.2.1. Онежское озеро

7.2.1.1. Вытегра

Разрез вскрыт двумя скважинами на р. Вытегра, к юго-востоку от Онежского озера, у д. Новинки и с. Ивановского (рис. 7.1; 7.2) (Черемисинова, 1952; 1962). Мгинские морские отложения здесь, вероятно, являются частью отторженца в составе верхней морены (Буслович и др., 2002ф). Смена озёрных условий на солоноводные реконструируется в зоне *Pinus-Betula* (M₂₋₃, по Гричуку, 1961). Пресноводные диатомовые (*Melosira (Aulacoseira) islandica* subsp. *helvetica*, *Melosira (Aulacoseira) distans*, *Melosira (Aulacoseira) granulata*) полностью исчезают, а их место занимают солоноводные: *Coscinodiscus (Thalassiosira) lacustris* и *Thalassiosira baltica* var. *fluviatilis*, – и морские: *Chaetoceros* spp. (споры) (Черемисинова, 1962). Оптимальные условия обитания вида *Thalassiosira baltica* var. *fluviatilis* – температура 1–2°C и солёность 8‰ (Черемисинова, 1962).

Установление морской фазы соответствует началу распространения широколиственной растительности (зоны M₃–M₄). В глинах максимума трансгрессии доминируют диатомовые неритического планктона моря: *Coscinodiscus antiquus (Thalassiosira antiqua)*, *Coscinodiscus perforatus*, *Thalassiosira gravida*, *Chaetoceros* spp. (споры) и некоторые другие виды.

В зоне M₅ присутствие морских диатомей снова снижается, а солоноводных (*Coscinodiscus (Thalassiosira) lacustris*, *Thalassiosira baltica*, *Thalassiosira baltica* var. *fluviatilis* и др.) повышается, что свидетельствует о начале регрессии моря. В зоне M₆ снова устанавливаются озёрные условия с развитием пресноводных видов диатомей: *Melosira (Aulacoseira) islandica* subsp. *helvetica*, *Stephanodiscus astraea* и др.

7.2.1.2. Петрозаводск I

Разрез вскрыт скважиной №3604 в г. Петрозаводске, на первой террасе Онежского озера (абс. выс. 35.4 м) (рис. 7.1; 7.2) (Девятова, 1972). Диатомовые отмечаются с глубины 8.4 м, которая соответствует зоне *Pinus-Betula* (M₂, по Гричуку, 1961) (Девятова, 1972; Девятова, 1968ф в Ikonen and Ekman, 2001). В диатомовом комплексе преобладают морские виды: *Hyalodiscus scoticus*, *Opephora marina*, *Chaetoceros holsaticus*, *Chaetoceros mitra*, *Thalassionema nitzschioides* и др. (Девятова, 1968ф в Ikonen and Ekman, 2001), – свидетельствующие о формировании отложений в морскую фазу развития Мгинского моря. Несколько выше по разрезу, на глубине

8.15 м, появляются фораминиферы, в составе которых доминируют раковины *Buccella* ex gr. *frigida*, *Protelphidium orbiculare* (*Haynesina orbicularis*), *Elphidium subclavatum* и *Ammonia flevensis* (Абрукина и Красильникова, 1972).

Развитие фораминифер достигает максимума на глубине 7.5 м (зона *Quercus-Ulmus*, М₄₆). Одновременно с этим состав доминирующих видов диатомей сменяется на следующий: *Actinocyclus octonarius*, *Actinocyclus octonarius* var. *tenellus*, *Actinocyclus octonarius* var. *intermedius*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* (*Thalassiosira hyperborea* var. *septentrionalis*), *Hyalodiscus scoticus*, *Thalassionema nitzschioides* (Девятова, 1972; Девятова, 1968ф в Ikonen and Ekman, 2001). В комплексе фораминифер наиболее распространены *Ammonia flevensis*, *Protelphidium* sp. и *Elphidium subclavatum* (Абрукина и Красильникова, 1972). В интервале 7.35–5.5 м в большом количестве встречены раковины морских моллюсков: *Mutilus edulis*, *Tellina (Macoma) baltica*, *Tellina (Macoma) calcarea*, *Leda (Nuculana) pernula* (Девятова, 1972).

В конце зоны *Quercus-Ulmus-Carpinus* (М₅) (глубина 5.5 м) морские и солоноводные диатомеи исчезают, вместо них широко развиваются пресноводные формы: *Melosira (Aulacoseira) islandica* subsp. *helvetica*, *Melosira (Aulacoseira) granulata*, *Cyclotella (Lindavia) comta* и др (Девятова, 1968ф в Ikonen and Ekman, 2001). Фораминиферы исчезают ещё раньше, на глубине 6.2 м (Абрукина и Красильникова, 1972).

7.2.1.3. Петрозаводск II

В разрезе Петрозаводск II, расположенном в 550 м к югу от разреза скв. №3604 (рис. 7.1; 7.2), мгинская морская межледниковая толща подстилается верхнемосковскими ленточными отложениями, в которых преобладают пресноводные диатомовые (доминантный вид *Aulacoseira islandica*, 40–100%), однако присутствуют и морские виды: *Coscinodiscus lacustris* f. *septentrionalis* (*Thalassiosira hyperborea* var. *septentrionalis*), *Grammatophora arctica*, *Grammatophora marina*, *Grammatophora oceanica* var. *subtilissima* (Ikonen and Ekman, 2001). Доля морских и солоноводных диатомей составляет 1–22%, однако Л. Иконен и И. Экман считают их переотложенными. Большая часть морских и солоноводных диатомей приурочена к нижней части разреза, которая соответствует интерстадиальному потеплению, выраженному на СПД в увеличении участия сосны (*Pinus*) и ели (*Picea*), а также снижении участия берёз (*Betula sect. Albae*, *Betula nana*, *Betula humilis*) и маревых (*Chenopodiaceae*). Данное потепление, вероятно, может быть скоррелировано с каспийским интерстадиалом.

Рост морского влияния отмечается в зоне *Pinus-Betula-NAP*, до начала межледниковья, на глубине 12.2–12.3 м, где появляются морские диатомеи вида *Thalassionema nitzschioides* и

единичные фораминиферы, такие как *Cibicides lobatulus* (*Lobatula lobatula*), *Globigerina* (*Neogloboquadrina*) *pachyderma* и *Guttulina* (*Laryngosigma*) *lactea*.

Значительное увеличение солёности реконструируется в зоне *Pinus–Betula* (M₂₋₃, по Гричуку, 1961) на глубине 11.0 м на основании замещения пресноводных диатомей на солоноводные и морские. В диатомовом комплексе начала морской фазы преобладает *Grammatophora oceanica* var. *subtilissima* (41–88%), в то время как в её второй половине доминирует *Thalassionema nitzschioides* (до 86%). В комплексе фораминифер преобладают *Buccella tenerrima* и *Retroelphidium clavatum*.

Доля морских диатомей и фораминифер достигает максимума в зоне *Alnus-Corylus* (M₅), после чего резко падает, что, вероятно, свидетельствует о начале регрессии. В течение регрессивной фазы в составе диатомей доминирует *Coscinodiscus lacustris* f. *septentrionalis* (*Thalassiosira hyperborea* var. *septentrionalis*) (до 70%); также в заметном количестве присутствуют *Grammatophora oceanica* var. *subtilissima* и *Tabularia tabulata*. Среди фораминифер наиболее широко представлены *Protelphidium pauciloculum* subsp. *albiumbilicatum* (*Criboelphidium albiumbilicatum*) и *Buccella tenerrima*. Выше глубины 7.1 м фораминиферы не встречены, а на глубине 6.6 м (зона *Picea-Alnus-Carpinus*, M₆₋₇) морские и солоноводные виды диатомей практически полностью исчезают; их замещают пресноводные формы: *Aulacoseira islandica*, *Ellerbeckia arenaria*, *Epithemia turgida* и др.

7.2.2. Ладожское озеро

7.2.2.1. Верхняя Видлица

Скв. №22 пробурена на восточном побережье Ладожского озера, в д. Верхняя Видлица (устье скважины – 18.5 м абс. выс.) (Недригайлова и др., 1971ф). В интервале глубин 32.7–26.5 м, соответствующему пыльцевым зонам *Quercus – Carpinus* (M₄–M₆ по Гричуку, 1961) определена диатомовая флора с обильным развитием морских форм: *Thalassiosira antiqua*, *Thalassiosira gravida*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Coscinodiscus radiatus*, *Actinocyclus areolatus*, *Chaetoceros* sp. и *Thalassionema nitzschioides* (Недригайлова и др., 1971ф; Девятова, 1982; Плешивцева, 2011б). Также в большом количестве встречаются литорально-планктонные *Hyalodiscus scoticus*, *Actinocyclus undulatus* (*senarius*) и *Actinocyclus echrenbergii* (*octonarius*). Данный интервал глубин соответствует максимуму трансгрессии.

В зоне *Carpinus* (M₆) на глубине 25.5 м снижается число неретических форм диатомей, в то время как стремительное развитие получает литорально-планктонный вид *Coscinodiscus* (*Lineaperpetua*) *lacustris*, заметно сокращается участие морских форм и возрастает пресноводных. Данный комплекс свидетельствует о начале регрессии моря. Диатомеи встречаются до отметки 16.0 м, которая соответствует подошве нижневалдайских отложений, однако плохая сохранность

створок диатомовых в интервале глубин 20.5–16.0 м возможно свидетельствует о переотложении материала (Недригайлова и др., 1971ф).

7.2.2.2. Кавер

В разрезе скв. №78 на восточном побережье Ладожского озера, у оз. Кавер, морские планктонные диатомовые появляются в верхнемосковских коричневых глинах, подстилающих мгинскую толщу (Недригайлова и др., 1971ф). Данный интервал относится к мариногляциальной фазе развития бассейна.

Зона *Betula* (M₂ по Гричуку, 1961) соответствует солоноводной фазе, а в начале зоны *Pinus-Betula* (M₃) наблюдается стремительное развитие морских диатомей (Недригайлова и др., 1971ф; Плешивцева, 2011б). Доминирующее положение занимают литорально-планктонные *Actinoptychus undulatus (senarius)*, *Actinocyclus eehrenbergii (octonarius)*, *Melosira moniniformis* и бентический *Diploneis interrupta*. Выше по разрезу наибольшее развитие получают неритические формы: *Thalassiosira antiqua*, *Thalassiosira gravida*, *Thalassiosira excentrica (eccentrica)*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Chaetoceros mitra*, *Chaetoceros sp.*, *Actinoptychus areolatus*, *Thalassionema nitzschioides*, – силикофлагелляты и литорально-планктонный вид *Actinoptychus undulatus (senarius)*.

В верхней части зоны *Carpinus* (M₆) глубоководные формы сменяются литорально-планктонными с преобладанием *Thalassiosira baltica*, *Coscinodiscus (Lineaperpetua) lacustris* и *Coscinodiscus curvatulus*, а также глубоководной формой *Coscinodiscus divisus*. Смена комплексов свидетельствует о начале регрессивной фазы. В верхней половине зоны *Pinus* (M₈) диатомовая флора резко обедняется, хотя отдельные створки встречаются и в перекрывающих нижневалдайских осадках (Недригайлова и др., 1971ф; Плешивцева, 2011б).

7.2.2.3. Васильевский Бор

В разрезе скв. 83, пробуренной на восточном побережье Ладожского озера, в д. Васильевский Бор, подстилающие мгинскую толщу коричневые и серо-зелёные ленточные глины содержат осколки раковин морских центрических диатомей (Недригайлова и др., 1971ф).

В зоне *Betula-Pinus* (M₂–M₃, по Гричуку, 1961) происходит резкое развитие диатомовой флоры (Недригайлова и др., 1971ф; Девятова, 1982; Плешивцева, 2011б), вероятно, указывающее, на установление морской фазы. В отложениях данной фазы с наибольшей частотой встречаются *Thalassiosira gravida*, *Thalassiosira excentrica (eccentrica)*, *Thalassiosira antiqua*, *Coscinodiscus lacustris (Thalassiosira hyperborea) var. septentrionalis*, *Actinoptychus undulatus (senarius)*, *Actinoptychus areolatus*, *Chaetoceros sp.* и *Thalassionema nitzschioides*.

В зоне *Carpinus* (M₆) количественное и видовое разнообразие диатомовых водорослей снижается, что может свидетельствовать о начале регрессии моря.

7.2.3. Финский залив

7.2.3.1. Мга I

В разрезе скв. №3 на р. Мге (рис. 7.1; 7.2) появление морских диатомовых фиксируется в ленточных глинах позднемосковского возраста, подстилающих мгинскую толщу (Черемисинова, 1959). Диатомовый комплекс мариногляциальной фазы складывается из пресноводных холодноводных видов (*Cocconeis disculus*, *Diploneis domblittensis*) и некоторых морских (*Hyalodiscus scoticus*, *Grammatophora oceanica* var. *macilenta*). В составе диатомей преобладают бентические виды, что указывает на глубину около 20 м (Черемисинова, 1959). Кроме того, в кровле ленточно-слоистой толщи отмечаются морские фораминиферы, в составе которых преобладает *Elphidium subclavatum* (до 100%) (Недешева, 1972).

Установление солоноводной фазы соответствует началу микулинского межледниковья. В диатомовом комплексе преобладают *Thalassiosira baltica*, *Achnanthes taeniata*, *Coscinodiscus curvatulus* и ряд других видов. Данный комплекс свидетельствует о температуре воды 1–3°C и солёности 4–8‰ (Черемисинова, 1959). В составе фораминифер солоноводной фазы доминирует *Protelphidium parvum* (до 83%) (Недешева, 1972).

Установление морской фазы приходится на зону *Pinus-Betula* (Мз, по Гричуку, 1961). Появляются морские неритические и океанические диатомеи: *Thalassiosira gravida*, *Chaetoceros* spp. (споры) и виды рода *Coscinodiscus*, – суммарное содержание которых быстро возрастает до 90% от общего состава. Данный комплекс указывает на высокую морскую солёность (25–30‰) и глубину не менее 50–75 м (Черемисинова, 1959). В начале морской фазы значительно увеличивается концентрация фораминифер. В комплексе фораминифер наиболее широко представлены *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium parvum*, *Bucella frigida*, *Miliolinella* cf. *subrotunda* и *Quinqueloculina (Miliolinella) circularis* (Недешева, 1972).

Начало регрессии моря соответствует середине зоны *Quercus-Ulmus-Corylus* (М4-5). Комплекс диатомовых регрессивной фазы включает солоноводные эвригалинные виды: *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*, *Thalassiosira baltica* var. *fluviatilis*, *Coscinodiscus curvatules*, *Achnanthes taeniata*, и пресноводно-солоноводные: *Epithemia sorex*, *Epithemia turgida*. Комплекс указывает на значительное опреснение моря. В составе фораминифер доминирует *Elphidium subclavatum* (73%) (Недешева, 1972).

7.2.3.2. Рыбацкое

В разрезе скв. №47 у с. Рыбацкого (рис. 7.1; 7.2) появление морских и солоноводных видов приходится на низы мгинской толщи (начало зоны *Pinus-Betula*, М2-3, по Гричуку, 1961) (Лаврова и Гричук, 1960; Знаменская и Черемисинова, 1962). В течение солоноводной фазы в составе

диатомовых преобладают морские виды рода *Grammatophora* и солоноводные: *Melosira moniliformis*, *Diploneis smithii*, *Synedra tabulata*.

Нижняя граница морской фазы чётко определяется в двух метрах выше по разрезу, в середине зоны *Pinus-Betula* (M₂₋₃), по появлению и резкому увеличению числа морских диатомей: *Thalassiosira gravida*, *Thalassionema nitzschioides*, *Chaetoceros* spp. (споры), *Rhabdonema arcuatum*, *Coscinodiscus* spp. и ряда других. По составу диатомовых реконструируется глубина Мгинского бассейна во время максимума трансгрессии не менее 80–100 м (Знаменская и Черемисинова, 1962).

В зоне *Carpinus* (M₆) присутствие доминировавших ранее морских диатомей резко сокращается; их место занимают солоноводные формы: *Synedra tabulata*, *Thalassiosira baltica*, *Coscinodiscus lacustris* и другие. Ещё выше по разрезу, в зоне *Pinus-Betula-Picea* (M₈) появляются пресноводные виды: *Pinnularia* spp., *Diploneis domblittensis* и ряд других, – в то время как содержание солоноводных диатомей снижается.

7.2.3.3. Синявино

В разрезе Синявино (рис. 7.1; 7.2) пресноводно-солоноводные (*Epithemia sorex*, *Epithemia turgida*, *Epithemia zebra* (*adnata*)) и единичные морские (*Thalassiosira gravida*, *Chaetoceros* spp. (споры)) диатомеи появляются в каспийском интерстадиале московского ледниковья (Малаховский и др., 1966ф; 1969а). Также для мариногляциальной фазы характерны пресноводные холодноводные виды: *Cocconeis disculus*, *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* (*Diploneis burgitensis*), *Navicula* (*Cavinula*) *scutelloides*.

Начало солоноводной фазы соответствует нижней границе зоны *Pinus-Betula* (M₂₋₃), т.е. началу микулинского межледниковья. В комплексе диатомовых, по данным Е. А. Черемисиновой, доминируют морские и солоноводные виды: *Diploneis didyma*, *Diploneis interrupta*, *Campylodiscus echeneis*, *Chaetoceros* spp. (споры) и др.

Резкое увеличение морского влияния соответствует началу зоны *Quercus-Ulmus* (M₄, по Гричуку, 1961). Морская фаза характеризуется развитием морских планктонных форм, среди которых преобладают *Thalassiosira gravida*, *Thalassionema nitzschioides*, *Chaetoceros* spp. (споры) и ряд других видов.

Начало регрессии моря отмечается в верхней части зоны *Carpinus-Tilia* (M₅₋₆). Содержания морских диатомей резко снижается, а солоноводных – увеличивается. В диатомовом комплексе наиболее широко отмечены *Thalassiosira baltica*, *Thalassiosira baltica* var. *fluviatilis*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* (*Thalassiosira hyperborea* var. *septentrionalis*), *Coscinodiscus* (*Thalassiosira*) *lacustris* и ряд других видов.

7.2.3.4. Завод им. Свердлова I

В разрезе скв. №10 (рис. 7.1; 7.2) солоноводные диатомовые появляются в свердловских отложениях каспийского интерстадиала (Плешивцева и др., 1984ф). В диатомовом комплексе на глубине 38.0 м преобладают пресноводные преимущественно бентосные виды: *Fragilaria inflata* (*Pseudostaurosira brevistriata* var. *inflata*), *Diploneis domblittensis*, *Navicula* (*Cavinula*) *scutelloides* и др., – и солоноводная *Nitzschia* (*Tryblionella*) *navicularis*. На глубине 37.6 м, в конце каспийского интерстадиала, солоноводные и пресноводно-солоноводные виды диатомей уже отсутствуют, а доминирующее положение занимает пресноводный бентосный вид *Epithemia zebra* (*adnata*). Э. С. Плешивцева с соавторами связывают это с опреснением водоёма. В стадиале каттегат условия снова сменяются – пресноводные диатомей присутствуют единично, а преобладает в комплексе *Grammatophora oceanica* и другие морские виды.

С началом формирования межледниковых мгинских глин начинается солоноводная фаза развития моря. Комплекс диатомовых этого периода очень беден – присутствуют лишь единичные морские формы: *Melosira* (*Paralia*) *sulcata*, *Melosira moniliformis* и др.

Значительное усиление морского влияния, выраженное в увеличении числа морских диатомей, появлении неритических и литоральных видов, произошло в начале зоны *Quercus-Ulmus-Alnus* (M₄₋₅, по Гричуку, 1961) (Плешивцева и др., 1984ф; Плешивцева, 2023). В диатомовом комплексе максимума трансгрессии преобладают *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* (*Thalassiosira hyperborea* var. *septentrionalis*) и *Chaetoceros* sp.

Время начала регрессии в разрезе Завод им. Свердлова I сложно оценить, так как в верхней части мгинской толщи присутствуют как морские, так и пресноводные диатомей, причём их пики совпадают. Второй максимум граба (*Carpinus*) в зоне *Picea* (M₇) свидетельствует о переотложении его пыльцы из нижележащих осадков (Плешивцева и др., 1984ф; Плешивцева, 2023). Это значит, что часть морских диатомей тоже была переотложена.

7.2.3.5. Мга II

В разрезе Мга II (рис. 7.1; 7.2) подстилающие мгинскую толщу ленточные отложения содержат как пресноводные, так и морские виды диатомовых водорослей, однако Э. С. Плешивцева с соавторами (1984ф) считают морские диатомей переотложенными из-за плохой сохранности створок. В то же время, отмечается хорошая сохранность створок пресноводных диатомовых: *Pinnularia lata*, *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxus* и др. Учитывая, что в других разрезах Приневской низменности (Мга I, Синявино, Завод им. Свердлова) верхняя часть свердловской толщи формировалась в солоноводных условиях, нельзя исключать аналогичные условия её формирования и в этом разрезе.

Некоторое усиление морского влияния фиксируется в зоне *Pinus-Betula* (M₂, по Гричуку, 1961) (Плешивцева и др., 1984ф, Плешивцева, 2011а). В диатомовом комплексе солоноводной

фазы преобладают *Thalassiosira gravida*, *Hyalodiscus scoticus*, *Actinocyclus ehrenbergii* (*octonarius*) и ряд других видов. В верхней части зоны М₂ снова отмечается увеличение содержания створок пресноводных видов, таких как *Cocconeis disculus* var. *diminuta* (*Cocconeis neodiminuta*), *Navicula* (*Cavinula*) *scutelloides* и *Epithemia zebra* (*adnata*).

Начало морской фазы приходится на зону *Pinus-Betula-Quercus* (М₃) – количество морских видов диатомей резко возрастает до 60–80 в образце, а пресноводных, наоборот, снижается. Основной комплекс морских диатомовых слагают *Melosira* (*Paralia*) *sulcata*, *Hyalodiscus scoticus*, *Cocconeis scutellum*, *Grammatophora oceanica*, *Chaetoceros* sp., *Thalassiosira gravida* и *Actinoptychus undulatus* (*senarius*).

Начало снижения уровня моря реконструируется в зоне *Carpinus-Picea* (М₆₋₇). Резко сокращаются литоральные и неритические морские виды. В то же время отмечается широкое развитие солоноводных *Cyclotella caspia* и *Synedra* (*Tabularia*) *tabulata*, появляется ряд пресноводных видов.

7.2.3.6. Красносельское

В разрезе Красносельское на Карельском перешейке (рис. 7.1; 7.2) установление морских глубоководных условий соответствует началу зоны *Pinus-Betula-Quercetum mixtum* (М₃, по Гричуку, 1961) (Соколова и др., 1972), в то время как мариногляциальная и солоноводная фазы не выделяются. В комплексе диатомовых максимума трансгрессии доминируют *Hyalodiscus scoticus*, *Thalassiosira gravida*, *Chaetoceros affinis*, *Chaetoceros mitra*, *Chaetoceros subsecundus* и *Dictyocha fibula*.

В конце зоны *Carpinus* (М₆) развитие морских диатомей снижается, доминировать начинают солоноводный эвригалинный вид *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* (*Thalassiosira hyperborea* var. *septentrionalis*) и холодолюбивый морской вид, характерный для прибрежной зоны моря, *Coscinodiscus curvatulus* var. *minor*. Смена комплексов указывает на начало регрессии моря. В начале *Pinus-Betula* (М₈) морские и солоноводные виды практически исчезают, а им на смену появляются пресноводные: *Cocconeis pediculus*, *Cocconeis placentula*, *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* (*Diploneis burgitensis*) и др. Данный комплекс диатомовых характеризует неглубокий холодный озёрный бассейн (Соколова и др., 1972).

7.2.3.7. Юкки

В разрезе Юкки (рис. 7.1; 7.2) морские диатомовые появляются в ленточных отложениях московского позднеледниковья (Вишневецкая и др., 1973). В диатомовом комплексе мариногляциальной фазы доминируют пресноводные холодноводные виды, обитатели приледниковых озер: *Cocconeis disculus* и *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* (*Diploneis burgitensis*), – и морская *Thalassiosira gravida*.

Солоноводная фаза в данном разрезе не выделяется, вероятно, потому что низы нижней толщи размыты – межледниковье начинается с зоны *Pinus-Betula-Quercetum mixtum* (M₃, по Гричуку, 1961). Характерные представители диатомового комплекса морской фазы развития Мгинского моря: *Hyalodiscus scoticus*, *Thalassiosira gravida*, *Distephanus (Octactis) speculum*.

В конце зоны *Quercus-Ulmus-Corylus-Alnus* (M₄₋₅) развитие морских видов диатомей сокращается, а солоноводных – возрастает. В диатомовом комплексе регрессивной фазы преобладают солоноводные *Diploneis didyma*, *Diploneis interrupta*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* (*Thalassiosira hyperborea* var. *septentrionalis*), *Coscinodiscus curvatulus* var. *minor*, морской *Hyalodiscus scoticus* и пресноводная *Epithemia turgida*. В конце зоны *Pinus* (M₈) солоноводные и морские виды практически исчезают; их место занимают пресноводные *Cocconeis pediculus*, *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* (*Diploneis burgitensis*) и *Cymbella (Reimeria) sinuata*.

7.2.3.8. Тохколадское озеро

В разрезе Тохколадское озеро (рис. 7.1; 7.2) диатомовый комплекс максимума трансгрессии обнаружен в зоне *Carpinus-Picea* (M₆₋₇, по Гричуку, 1961) (Плешивцева и др., 1984ф). Среди диатомей этого периода преобладают неритические *Thalassiosira gravida* и *Chaetoceros* sp., литоральный планктонный вид *Hyalodiscus scoticus* и бентосная *Grammatophora oceanica*.

Во второй половине зоны *Carpinus-Picea* (M₆₋₇) состав морских диатомей обедняется, что, вероятно, свидетельствует о начале регрессии. В зоне *Pinus* (M₈) ведущее положение переходит к видам *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* (*Thalassiosira hyperborea* var. *septentrionalis*) и *Thalassiosira baltica*. Последний вид характерен для опреснённых участков морей и эстуариев рек (Плешивцева и др., 1984ф).

7.2.3.9. Пески

В верхнемосковских отложениях разреза Пески на северном побережье Невской губы (рис. 7.1; 7.2) обнаружен солоноводный комплекс динофлагеллят, свидетельствующий о солёности 10–15 ‰ (Miettinen et al., 2014). В нём преобладает *Operculodinium centrocarpum* (*Protoceratium reticulatum*) и в меньшей степени *Lingulodinium machaerophorum* (*Lingulodinium polyedra*); присутствуют водоросли *Pediastrum*. Солоноводные отложения подстилаются глинами, в которых отсутствуют динофлагелляты, однако обнаружены пресноводные водоросли *Pediastrum* и *Botryococcus*.

Солоноводная фаза приходится на зоны *Pinus-Betula-Salix* (M₂, по Гричуку, 1961) и *Pinus-Betula-Quercus* (M₃). Состав микрофлоры здесь аналогичен мариногляциальной фазе (Miettinen et al., 2002; 2014).

Начало морской фазы, коррелирующее с нижней половиной зоны *Quercus-Ulmus* (M4), характеризуется появлением и широким распространением морских преимущественно планктонных диатомовых, таких как *Thalassionema nitzschioides*, *Grammatophora marina*, *Chaetoceros* spp. и *Thalassiosira gravida*. Среди динофлагеллят преобладает *Lingulodinium machaerophorum* (*Lingulodinium polyedra*), указывая на солёность выше 15‰ (Miettinen et al., 2014). Комплекс фораминифер с доминирующим положением *Elphidium excavatum* свидетельствуют о солёности моря более 20‰ (Miettinen et al., 2014).

В начале зоны *Picea-Pinus* (M7-8) происходит увеличение доли солоноводных диатомовых (*Thalassiosira hyperborea* + var., *Thalassiosira baltica*) при одновременном снижении доли морских, что указывает на обмеление моря. В конце зоны *Picea-Pinus* (M7-8) морские и солоноводные диатомеи резко исчезают, а пресноводные (*Pinnularia* spp., *Eunotia* spp.), напротив, появляются в большом количестве.

7.2.3.10. Белое озеро

В разрезе Белое озеро на Кургальском п-ве (рис. 7.1; 7.2) отложения начала межледниковья размыты. (Шмаёнок и др., 1962ф; Апухтин и Саммет, 1967). Морская фаза начинается в зоне *Pinus-Betula-Quercetum mixtum* (M3, по Гричуку, 1961). В составе диатомовых преобладают характерные для максимума трансгрессии Мгинского моря виды: *Grammatophora oceanica* var. *macilenta* (*Grammatophora macilenta*), *Thalassiosira gravida*, *Hyalodiscus scoticus*, *Coscinodiscus* (*Thalassiosira*) *lacustris*, *Nitzschia* (*Tryblionella*) *punctata*. Максимум трансгрессии, вероятно, соответствует концу зоны *Carpinus* (M6) и началу зоны *Picea* (M7), когда наивысшего развития достигают морские неритические виды *Dictyocha fibula* и *Chaetoceras* spp.

Выше по разрезу количество створок диатомовых резко снижается. В середине зоны *Pinus-Picea-Betula* (M8) доля морских диатомей уменьшается с 85 до 30%. Наибольшее развитие получают пресноводно-солоноводные *Stephanodiscus astraea* и *Stephanodiscus astraea* var. *intermedius* (*Cyclostephanos mansfeldensis*). В конце зоны *Pinus-Picea-Betula* (M8) доминирующее положение переходит к пресноводным формам: *Melosira* (*Aulacoseira*) *islandica* subsp. *helvetica*, *Fragilaria* spp. и др.

7.2.3.11. Прангли

В горле Финского залива, на севере Эстонии, Мариногляциальная фаза выделяется в мгинских отложениях разреза Прангли (рис. 7.1; 7.2) (Черемисинова, 1961; Лийвранд и Вальт, 1966; Лийвранд, 1987). Проникновение морских вод в приледниковый бассейн здесь, как и в разрезах Приневской низменности, реконструируется в каспийском интерстадиале. Диатомовый комплекс Мариногляциальной фазы включает пресноводные холодноводно-реликтовые виды, обитателей приледниковых озёр, в настоящее время почти полностью

вымерших: *Cocconeis disculus*, *Diploneis domblittensis*, *Diploneis domblittensis var. subconstricta* (*Diploneis burgitensis*), – а также формы морского мелководья: *Grammatophora* sp., *Hyalodiscus scoticus*, *Diploneis smithii* и др.

Диатомовая флора солоноводной фазы, начавшейся с установлением межледниковых условий, аналогична мариногляциальной фазе.

Замещение пресноводных и пресноводно-солоноводных видов диатомовых на морские и солоноводные чётко прослеживается на глубине ~75 м (Черемисинова, 1961), что соответствует палинозоне *Pinus-Betula* (Мз, по Гричуку, 1961) (Лийвранд и Вальт, 1966). Для максимума трансгрессии характерны диатомеи: *Melosira (Paralia) sulcata*, *Actinocyclus ehrenbergii (octonarius)*, *Hyalodiscus scoticus*, *Chaetoceras* spp. (споры), *Rhabdonema arcuatum*, *Grammatophora* sp., *Synedra tabulata (Tabularia fasciculata)* и ряд других. Данный комплекс свидетельствует о нормальной морской солёности (Черемисинова, 1961).

Регрессивная фаза, вероятно, начинается в зоне *Carpinus-Picea* (М₆₋₇), когда развитие морских диатомей начинает снижаться, а на их смену появляются пресноводные: *Melosira arctica*, *Pinnularia* spp. и др.

7.2.4. Ботнический залив

7.2.4.1. Мертуаноя (*Mertuanoja*)

В разрезе Мертуаноя в Финляндии, на севере Ботнического залива (рис. 7.1; 7.2), первые диатомовые отмечаются в зоне *Betula* (Eriksson et al., 1999). В диатомовом комплексе преобладают пресноводные виды (*Aulacoseira islandica*, *Aulacoseira valida*, *Cyclotella iris*), однако встречаются и морские, среди которых *Grammatophora oceanica* и *Hyalodiscus scoticus*.

Максимум трансгрессии соответствует началу палинозоны *Pinus-Betula-Quercus*. В отложениях этого периода обнаружен комплекс солоноводных и морских диатомовых водорослей, в составе которых с наибольшей частотой встречаются *Chaetoceros mitra*, *Grammatophora oceanica* и *Rhabdonema arcuatum*. В комплексе динофлагеллят максимума трансгрессии преобладают *Chytroeisphaeridia (Leiosphaeridia) chytroeides* (54.5%) и *Operculodiniurn centrocarpum (Protoceratium reticulatum)* (16.0%).

В середине зоны *Pinus-Betula-Quercus* количество диатомей резко снижается, в составе диатомового комплекса появляются пресноводные формы: *Aulacoseira islandica*, *Cyclotella krammeri*, *Cyclotella iris* и *Pinnularia* spp. Также снижается число цист динофлагеллят. Процентное соотношение морских диатомей продолжает постепенно уменьшаться до начала зоны *Picea-Betula-NAP*, где морские и солоноводные формы практически полностью исчезают, а пресноводные (*Pinnularia borealis*, *Pinnularia lata*, *Orthoseira roseana* и др.) – получают широкое развитие.

7.2.4.2. Норра Саннас I (*Norra Sannäs I*)

В разрезе Норра Саннас I (*Norra Sannäs I*) в Швеции, на юго-западном побережье Ботнического залива (рис. 7.1; 7.2), обнаружены отложения максимума эемской трансгрессии, сформировавшиеся в начале палинозоны *Betula-Alnus-Picea-Corylus* (E₅, по Andersen, 1975) (Robertson et al., 1997). Морские и солоноводные диатомеи здесь составляют 95% от общего числа экземпляров. В их составе доминируют *Chaetoceros* spp. (споры), *Grammatophora oceanica* var. *macilenta* (*Grammatophora macilenta*), *Paralia sulcata* и *Hyalodiscus scoticus*. 79% процентов диатомовой флоры составляют планктонные виды.

На глубине 17.1 м, в пределах той же пыльцевой зоны, морские и солоноводные диатомовые резко, сменяются пресноводными. Промежуточной регрессивной фазы в разрезе не выявлено. В пресноводном диатомовом комплексе доминируют *Cyclotella operculata* (*distinguenda*) var. *unipunctata*, *Cyclotella* (*Pantocsekiella*) *ocellata*, *Cyclotella* (*Lindavia*) *comta* и *Aulacoseira italica*.

7.2.5. Центральная Балтика

7.2.5.1. Рижский залив

В Рижском заливе (скв. №21) (рис. 7.1; 7.2) появление богатого диатомового комплекса отмечается в зоне *Pinus-Quercetum mixtum* (E₃, по Liivrand, 1991) (Kalnina, 2001), в то время как ниже по разрезу диатомеи не обнаружены. В составе диатомовых морской фазы наиболее широко представлены *Paralia sulcata*, *Grammatophora oceanica*, *Hyalodiscus scoticus* и *Thalassionema nitschoides*.

Во второй половине зоны *Picea-Abies* (E₇) количество диатомей резко снижается. Бедный диатомовый комплекс свидетельствует о сохранении солоноводных условий до конца межледниковья.

7.2.5.2. Плазуми (*Plasumi*)

В разрезе Плазуми на западном побережье Латвии (рис. 7.1; 7.2) солоноводные диатомовые и фораминиферы появляются в верхнезаальских ленточных глинах, подстилающих эемские отложения (Kalnina, 2001). В диатомовом комплексе мариногляциальной фазы преобладают *Epithemia zebra* (*adnata*) и *Actinocyclus octonarius*. Комплекс фораминифер состоит из таких видов, как *Elphidium excavatum* f. *clavata* (*Elphidium clavatum*), *Cassidulina reniforme*, *Buccella frigida*, *Buccella hannai arctica* (*Buccella floriformis*) и *Elphidium* (*Cribrorhynchium*) *albiumbilicatum*.

Солоноводная фаза в разрезе Плазумы не выделяется, так как уже в начале межледниковья здесь господствуют морские условия с соответствующим комплексом диатомовых, состоящим из мезогалобных (солёность 5–18‰) и полигалобных (солёность 18–30‰) видов (Kalnina, 2001). Среди первых преобладают *Grammatophora oceanica*, *Hyalodiscus scoticus*, *Paralia sulcata* и *Rhabdonema arcuatum*, а в числе последних – *Actinocyclus senarius*, *Chaetoceros* spp., *Navicula (Lyrella) abrupta*, *Podosira* sp. и *Thalassionema nitzschioides*. Состав фораминифер (*Bulimina marginata*, *Cassidulina laevigata* var. *carinata* (*Cassidulina carinata*), *Elphidium excavatum* subsp. *boreale* (*Retroelphidium boreale*) и др.) также указывает на морские условия, а относительно высокое участие *Haunyesina orbiculare* (*orbicularis*) свидетельствует о глубине около 15 м.

В начале зоны *Carpinus-Taxus-Ilex* (E₆, по Liivrand, 1991) развитие фораминифер снижается, что, вероятно, свидетельствует о начале регрессии моря. Доминируют те же виды, что и в морской фазе, появляется *Cibicides lobatulus* (*Cibicides lobatulus*). Комплекс диатомовых в регрессивной фазе не претерпевает значительных изменений. Солоноводные условия сохраняются до конца межледниковья.

7.2.5.3. Грини (*Grini*)

В разрезе Грини, расположенном в ~20 км южнее Плазумы (рис. 7.1; 7.2), появление морских диатомовых соответствует началу зоны *Pinus* (E₂, по Liivrand, 1991) (Kalnina, 2001). В составе диатомей солоноводной фазы преобладают *Cocconeis disculus*, *Diploneis domblittensis*, *Pinnularia* spp., *Epithemia* spp. и *Hyalodiscus scoticus*.

Изменение состава диатомей фиксируется в зоне *Alnus-Quercus-Corylus* (низ E₄) (Kalnina, 2001). Наиболее характерными представителями комплекса являются *Paralia sulcata*, *Hyalodiscus scoticus*, *Actinocyclus ehrenbergii* (*octonarius*) и *Grammatophora oceanica*. В зоне *Ulmus-Fraxinus* (верх E₄) и выше по разрезу диатомовые отсутствуют.

7.2.6. Нижняя Висла

7.2.6.1. Балтийская коса

В разрезе Балтийска коса в Калининградской области (скв. №23) (рис. 7.1; 7.2) межледниковые осадки подстилаются ленточными глинами, в которых диатомеи отсутствуют. Морские диатомовые впервые фиксируются в зоне *Pinus-Betula-Quercetum mixtum* (E₂₋₃, по Матакова, 1988) (Знаменская и Черемисинова, 1970). В составе диатомового комплекса солоноводной фазы доминируют *Ophephora (Staurosirella) martyi*, *Fragilaria* spp., *Melosira (Aulacoseira) granulata*, *Stephanodiscus astraea* и *Grammatophora* sp. Состав диатомей свидетельствует, что в начале межледниковой трансгрессии здесь существовало мелкое сильно опреснённое море.

В начале зоны *Corylus-Quercus-Tilia* (E₄) произошло осушение моря, результатом чего стало торфонакопление. Мощность торфа составляет 75 см. В нём обнаружен богатый пресноводный диатомовый комплекс, в котором преобладают *Epithemia* spp. *Melosira* (*Aulacoseira*) *italica*, *Meridion circulare* и *Synedra* (*Ulnaria*) *ulna*. Новое наступление моря произошло в этой же палинозоне.

До глубины 11-12 м (максимум *Corylus*) продолжалась солоноводная фаза, а выше по разрезу фиксируется максимальное развитие морских диатомей: *Coscinodiscus antiquus* (*Thalassiosira antiqua*), *Coscinodiscus* spp., *Actinocyclus ehrenbergii* (*octonarius*) и ряда других. Одновременно с этим, доля пресноводных форм сильно снижается.

7.2.6.2. Новины (*Nowiny*)

В разрезе Новины (рис. 7.1; 7.2) отложения солоноводной фазы сформировались в начале эемского межледниковья (Makowska, 1986). Они содержат бедный комплекс малакофауны, в котором присутствуют *Cardium paucicostatum* (*Acanthocardia paucicostata*), *Corbula gibba* (*Varicorbula*) и *Nassa* (*Tritia*) *reticulata*. На границе зон *Pinus-Betula-Ulmus* (E₂, по Mamakova, 1988) и *Quercus-Corylus* (E₃) происходит обмеление моря, которое отражается в формировании торфяника с пресноводной малакофауной (главным образом, *Bithynia tentaculata*). В зоне *Quercus-Corylus* (E₃) торф сменяется гиттией, а затем песками; число пресноводных моллюсков резко падает, а солоноводных и морских возрастает. До глубины 61.6 м доминируют моллюски: *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba*, *Hydrobia* (*Peringia*) *ulvae*, *Rissoa membranacea*, *Spisula subtruncata*, *Nassa* (*Tritia*) *reticulata*, *Bittium reticulatum* и ряд других.

Морские глубоководные условия устанавливаются в зоне *Corylus-Quercus-Tilia* (E₄). Наибольшее распространение в максимум трансгрессии получили моллюски: *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba*, *Cardium* (*Acanthocardia*) *paucicostatum*, *Cardium lamarcki* (*Cerastoderma glaucum*), *Eulimella* (*Ebala*) *nitidissima*. Данный комплекс малакофауны свидетельствует о солёности воды около 25‰ (Funder et al., 2002).

Регрессия моря начинается в конце зоны *Carpinus-Corylus-Alnus* (E₅) (Makowska, 1986). В составе моллюсков регрессивной фазы сначала преобладают *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* и *Spisula subtruncata*, а выше по разрезу *Mytilus edulis* и *Cardium lamarcki* (*Cerastoderma glaucum*). Последние морские моллюски и фораминиферы встречаются в начале зоны *Pinus* (E₇).

7.2.6.3. Личе (*Licze*)

В разрезе Личе (рис. 7.1; 7.2) солоноводная фаза следует за озёрной, в которой широкое развитие получили пресноводные моллюски (*Valvata piscinalis*, *Planorbis planorbis*, *Bithynia tentacula*, *Pisidium* sp.) (Makowska, 2001 в Head et al., 2005) и остракоды (Knudsen et al., 2012). Солоноводные динофлагелляты, фораминиферы и остракоды появляются в зоне *Pinus-Betula* (E₁,

по Мамакова, 1988) или *Pinus-Betula-Ulmus* (E₂) (Head et al., 2005; Knudsen et al., 2012). Среди динофлагеллят преобладают *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites bentorii* (*Gonyaulax digitale*) и *Spiniferites* indet. (Head et al., 2005). Реконструированная по комплексу динофлагеллят солёность поверхностных вод в этот период составляла 10–15‰. В составе фораминифер доминирующее положение занимают *Ammonia beccarii*, *Elphidium excavatum* f. *selseyensis*, *Haynesina germanica*, *Elphidium* (*Cribrorhynchium*) *gunteri*, *Buccella frigida* и др. (Knudsen et al., 2012). Здесь же обнаружены раковины морских моллюсков: *Hydrobia* (*Peringia*) *ulvae*, *Bittium reticulatum*, *Macoma balthica*, *Mytilus edulis* и др. (Makowska, 2001 в Head et al., 2005).

В зоне *Corylus-Quercus-Tilia* (E₄) реконструируется повышение уровня моря (Head et al., 2005; Knudsen et al., 2012). В комплексе диатомовых морской фазы преобладают морские виды, среди которых в наибольшем количестве обнаружены *Paralia sulcata*, *Cymatosira belgica*, *Diploneis didyma* (*didymus*) и *Plagiogramma minus* (Knudsen et al., 2012). Также отмечается большое участие пресноводных диатомей (Knudsen et al., 2012) и *Pediastrum* (Head et al., 2005), что свидетельствует о речном привносе пресных вод. По составу диатомей выявлено, что наибольшая солёность в Личе (~28‰) была в начале морской фазы; затем она постепенно снижалась (Knudsen et al., 2012). С началом морской фазы концентрация динофлагеллят в осадках увеличивается в десятки раз (Head et al., 2005). На 30% возрастает относительное содержание *Spiniferites bentorii* (*Gonyaulax digitalis*), в то время как доля *Lingulodinium machaerophorum* снижается на 15%. По составу динофлагеллят наибольшая солёность (> 22‰) реконструируется в начале морской фазы. Одновременно с ростом числа динофлагеллят, резко возрастает содержание в отложениях фораминифер (Knudsen et al., 2012). Среди них преобладают *Elphidium excavatum*, *Haynesina orbiculare* (*orbicularis*) и *Elphidium* (*Cribrorhynchium*) *incertum*. В начале морской фазы также наблюдаются пики содержания остракод *Leptocythere* spp. и *Semicytherura sella*. В составе малакофауны присутствуют *Cerastoderma edule*, *Corbula gibba*, *Venerupis* (*Polittapes*) *aurea senescens*, *Mytilus edulis* и др. (Makowska, 2001 в Head et al., 2005).

Начало регрессии, вероятно, соответствует середине зоны *Carpinus-Corylus-Alnus* (E₅). Концентрация динофлагеллят в осадках резко падает, также значительно снижается развитие *Spiniferites bentorii* (*Gonyaulax digitalis*) (Head et al., 2005). В то же время, участие *Spiniferites* indet. и *Pediastrum* возрастает. Состав динофлагеллят свидетельствует о солёности выше 15‰. В комплексе диатомей значительно повышается доля пресноводных видов: *Fragilaria* (*Staurosira*) *construens*, *Fragilaria* (*Staurosirella*) *pinnata* и *Martyana* (*Staurosirella*) *martyi* (Knudsen et al., 2012). По составу диатомей реконструируется постепенное снижение солёности воды на морской поверхности с ~20‰ в начале регрессивной фазы до ~7‰ в конце зоны E₅. Концентрация фораминифер резко снижается в начале зоны E₅. Увеличивается процентное содержание

Ammonia beccarii, *Haynesina germanica*, *Elphidium excavatum* и *Elphidium (Cribroelphidium) albumbilicatum* (Knudsen et al., 2012). Комплекс фораминифер указывает на солёность воды не ниже 22‰. Кроме того, в отложениях регрессивной фазы обнаружен богатый комплекс остракод, в котором доминируют *Cyprideis torosa*, *Leptocythere* spp. и *Hirchmannia viridis* (Knudsen et al., 2012). В комплексе малакофауны до глубины 94.55 м (верх зоны E₅) присутствуют те же виды, что и в морской фазе, однако выше по разрезу преобладают уже пресноводные моллюски *Anisus spirorbis* и *Valvata piscinalis* (Makowska, 2001 в Head et al., 2005).

7.2.6.4. Обжиново (Obrzynowo)

В разрезе Обжиново, расположенном в ~10 км на ВСВ от Личе (рис. 7.1; 7.2), возникновение солоноводных условий определено в зоне *Pinus-Betula-Ulmus* (E₂, по Mamakova, 1988) (Knudsen et al., 2012). В составе фораминифер солоноводной фазы сначала преобладают *Ammonia beccarii*, *Elphidium williamsoni*, *Haynesina germanica*, *Buccella frigida* и *Elphidium (Cribroelphidium) guntheri*. Выше по разрезу значение этих видов снижается, а господствующее положение занимает *Elphidium (Cribroelphidium) albumbilicatum*. Комплекс фораминифер свидетельствует о солёности менее 20‰. Кроме того, в отложениях солоноводной фазы присутствуют остракоды вида *Cyprideis torosa*. В диатомовом комплексе доминируют *Actinoptychus senarius*, *Paralia sulcata*, *Diploneis didyma (didymus)* и *Grammatophora oceanica*, указывая на солёность около 20‰.

Некоторое повышение солёности соответствует началу зоны *Corylus-Quercus-Tilia* (E₄). В диатомовом комплексе преобладают как морские виды (*Paralia sulcata*, *Diploneis didyma (didymus)*, *Grammatophora oceanica*), так и солоноводные (*Tryblionella punctata*, *Catenula adhaerens*) и пресноводные (*Fragilaria* spp.) По составу диатомей реконструирован тренд на постепенное возрастание солёности в течение морской фазы (с ~18 до ~21‰). Комплекс фораминифер, в котором доминируют *Elphidium excavatum*, *Haynesina orbiculare (orbicularis)*, *Elphidium (Cribroelphidium) incertum*, *Ammonia beccarii* и *Haynesina germanica*, свидетельствует о солёности более 22‰.

Во второй половине зоны *Corylus-Quercus-Tilia* (E₄) солёность начинает быстро снижаться. В диатомовом комплексе сначала господствующее положение занимают солоноводные формы (*Catenula adhaerens*), а выше по разрезу – пресноводные (*Fragilaria* spp., *Martyana (Staurosirella) martyi*, *Navicula scutelloides*). По составу диатомей реконструировано снижение солёности с более 20‰ во второй половине зоны E₄ до ~3‰ в начале зоны *Carpinus-Corylus-Alnus* (E₅). На сильное снижение солёности указывает также увеличение процентного содержания *Elphidium (Cribroelphidium) guntheri* в комплексе фораминифер и появление пресноводных остракод.

7.2.6.5. Церпента (*Cierpięta*)

В разрезе Церпента (рис. 7.1; 7.2) установление морских условий реконструируется в зоне *Corylus-Alnus-Tilia* (E₄, по Mamaikova, 1988). (Marks et al., 2014). Среди диатомей преобладают *Paralia sulcata*, *Chaetoceros* spp. (споры), *Thalassionema nitzschioides* и *Punctastriata ovalis*. Диатомовый комплекс свидетельствует о солёности до 26‰. Солёность выше 20‰ сохраняется до начала зоны *Carpinus-Corylus* (E₅), после чего постепенно снижается до 14‰ в середине зоны. В составе моллюсков наибольшее распространение имеют *Corbula (Varicorbula) gibba*, *Eulimella (Ebala) nitidissima*, *Nassarius reticulatus (Tritia reticulata)* и *Bittium reticulatum*. Комплекс моллюсков свидетельствует о солёности более 15‰ и глубине 20–30 м. В составе фораминифер наибольшее развитие получили *Elphidium (Cribroelphidium) albiumbilicatum*, *Ammonia batavus (batava)*, *Buccella frigida* и *Elphidium williamsoni*. В комплексе остракод присутствуют *Cyprideis torosa*, *Cytheromorpha fuscata*, *Leptocythere pellucida* и *Loxococoncha elliptica*

В середине зоны *Carpinus-Corylus* (E₅) состав диатомовых резко меняется – число морских и солоноводных видов снижается, а пресноводных – увеличивается. Одновременно уменьшается количество планктонных форм, а литоральных и бентосных – возрастает. Доминируют *Fragilaria (Staurosirella) martyi*, *Fragilaria (Pseudostaurosira) brevistriata*, *Fragilaria (Staurosira) construens*, *Punctastriata ovalis* и *Amphora pediculus*. Солёность воды на поверхности моря в течение регрессивной фазы, согласно реконструкции (Marks et al., 2014), постепенно снижается, достигая в зоне *Pinus-Poacea* (E₇) ~7‰. В конце зоны E₅, однако, отмечается кратковременное повышение солёности до ~17‰. Количество фораминифер и остракод сокращается, однако богатый комплекс малакофауны сохраняется. В нём господствующее положение занимает *Corbula (Varicorbula) gibba*. В верхней части зоны E₅ остракоды вида *Cyprideis torosa* снова появляются в большом количестве.

В зоне NAP, относящейся к ранневислинскому времени, морские и солоноводные диатомеи полностью исчезают. Диатомовый комплекс представлен, главным образом, пресноводными бентосными формами, среди которых доминирует *Amphora copulata*. Также встречены пресноводные моллюски *Bithynia leachii*.

7.2.7. Западная Балтика

7.2.7.1. Кляйн Клютц Хёвед (*Klein Klütz Höved*)

На юге Мекленбургской бухты (Мекленбург, Германия) в разрезе Кляйн Клютц Хёвед (рис. 7.1; 7.2) верхнезаальские озёрные отложения характеризуется пресноводным комплексом остракод, таких как *Limnocythere inopinata*, *Limnocytherina sanctipatricii* и *Ilyocypris* sp. (Kenzler et al., 2018), пресноводными моллюсками *Pisidium (Odhneripisidium) stewarti* (Menzel-Harloff and Meng, 2015; Kenzler et al., 2018) и наземными улитками: *Pupilla loessica*, *Vertigo genesii*, *Vallonia*

tenuilabris (Krbetschek, 1995 в Kenzler et al., 2018). Солоноводные условия реконструируются в период *Pinus-Betula* (E₂, по Menke and Tunni, 1984) – *Pinus-Betula-Quercetum mixtum* (E₃) по находкам солоноводных и морских остракод (*Cyprideis torosa*, *Palmoconcha guttata*) и фораминифер (*Ammonia parkinsoniana*, *Haynesina orbiculare (orbicularis)*) (Kenzler et al., 2018).

7.2.7.2. Ристинг Клинт (*Ristinge Klint*)

В разрезе Ристинг Клинт на юге о. Лангеланн (Дания) (рис. 7.1; 7.2) смена пресноводных условий на солоноводные реконструируется по подошве цыприновых глин с раковинами моллюсков *Arctica (Cyprina) islandica*, появлению фораминифер вида *Elphidium (Cribroelphidium) albumbilicatum* (Kristensen et al., 2000), динофлагеллят, среди которых доминируют *Spiniferites* spp. и *Operculodinium centrocarpum (Protoceratium reticulatum)* (Head, 2007), и диатомовых с преобладанием *Campylodiscus clypeus* и *Campylodiscus echeneis* (Knudsen et al., 2011). Подошва цыприновых глин соответствует границе зон *Betula-Pinus-Alnus* (E₂, по Andersen, 1975) и *Quercus-Ulmus* (E₃). Они подстилаются песками с высокой концентрацией остракод *Cyprideis torosa* и немymi глинами начала межледниковья, которые П. Кристенсен с соавторами считают озёрными (Kristensen et al., 2000). В начале трансгрессии солёность воды на поверхности моря не превышала 3 ‰ (Head, 2007), однако к концу солоноводной фазы (вторая половина зоны E₃) она увеличилась до 15 ‰ (Head, 2007; Knudsen et al., 2011).

Значительное повышение солёности фиксируется в конце зоны *Quercus-Ulmus* (E₃) (Kristensen et al., 2000). На этом уровне появляются новые виды фораминифер: *Haynesina orbiculare (orbicularis)*, *Elphidium excavatum*, *Buccella frigida*, *Elphidium williamsoni*, *Elphidium (Cribroelphidium) incertum*, а также два лужичанских вида: *Elphidium translucens* и *Elphidium lidoense (Porosonion granosum)*. В то же время раковинки *Elphidium (Cribroelphidium) albumbilicatum* полностью исчезают. Комплекс фораминифер свидетельствует о солёности более 22‰. Кроме того, в отложениях морской фазы встречаются остракоды: *Cyprideis torosa*, *Robertsonites tuberculatus*, *Sarsicytheridea bradleyi* – и моллюски, среди которых сначала преобладают *Paphia (Polititapes aureus) senescens* и *Mytilus edulis*, а выше по разрезу – *Acanthocardia echinata*. (Nielsen et al., 2007). Повышение солёности моря сопровождалось стремительным развитием динофлагеллят (Head, 2007). Доминирующее значение получили цисты *Lingulodinium machaerophorum*. По составу динофлагеллят в начале морской фазы реконструируется солёность не менее 15‰. В комплексе диатомовых этого периода преобладают *Actinoptychus senarius* и *Coscinodiscus cf. asteromphalus* (Knudsen et al., 2011). Выше по разрезу доминантными становятся виды *Paralia sulcata* и *Stephanopyxis turris*. Солёность воды на поверхности моря в максимум трансгрессии, реконструированная по составу диатомовых,

составляла 20–28‰. Высокая солёность фиксируется до самого верха изученного разреза, соответствующего началу зоны *Pinus-Picea-Corylus* (E₅) (Kristensen et al., 2000).

7.2.7.3. Моммарк (*Mommark*)

По результатам исследования разреза Моммарк на юго-восточном побережье о. Альс (Дания) (рис. 7.1; 7.2) в начале эемского межледниковья (зона *Pinus-Betula*, E₁₋₂, по Andersen, 1975) реконструируется пресноводный водоём (Gibbard and Glaister, 2006; Kristensen and Knudsen, 2006). В озёрных отложениях отмечаются пресноводные остракоды *Cytherissa lacustris* (Kristensen and Knudsen, 2006). Проникновение морских вод в озеро зафиксировано в конце зоны E₁₋₂ (Gibbard and Glaister, 2006; Kristensen and Knudsen, 2006). На начальном этапе трансгрессии здесь поселяются солоноводные остракоды с преобладанием *Cyprideis torosa* (Kristensen and Knudsen, 2006). Несколько позже, в начале зоны *Quercus-Corylus* (E₄), бассейн заселяют диатомеи вида *Ellerbeckia arenaria* и рода *Campylodiscus* (Haila et al., 2006). Изменение состава микрофауны вверх по разрезу свидетельствует о постепенном увеличении солёности моря до максимальных значений 5–10‰ (Kristensen and Knudsen, 2006).

Морская фаза начинается в зоне *Quercus-Corylus* (E₄) (Gibbard and Glaister, 2006; Haila et al., 2006; Kristensen and Knudsen, 2006). В составе диатомовых морской фазы преобладают *Paralia sulcata* и *Actinoptychus senarius* (Haila et al., 2006). Появляются несколько видов фораминифер: *Haynesina orbiculare (orbicularis)*, *Buccella frigida*, *Elphidium excavatum*, *Haynesina nivea* и ряд других (Kristensen and Knudsen, 2006). Кроме того, в отложениях этого периода встречаются остракоды *Robertsonites tuberculatus* и *Sarsicytheridea bradii*. Максимальная солёность (более 25‰) реконструируется в середине зоны *Picea-Carpinus-Pinus* (E₅). В первой половине морской фазы наибольшее развитие получили моллюски вида *Corbula (Varicorbula) gibba*, во второй половине также широко распространились *Arctica islandica* и *Mytilus edulis* (Funder and Balic-Zunic, 2006).

Регрессия моря, сопровождающаяся постепенным снижением солёности, начинается в конце зоны *Picea-Carpinus-Pinus* (E₅) (Gibbard and Glaister, 2006; Haila et al., 2006; Kristensen and Knudsen, 2006). В составе фораминифер доминирующее положение занимает *Elphidium excavatum* (Kristensen and Knudsen, 2006). Также в заметном количестве присутствуют *Haynesina orbiculare (orbicularis)*, *Buccella frigida* и *Haynesina germanica*. В зоне *Pinus-Betula* (E₇) появляются *Elphidium williamsoni* и *Elphidium (Cribroelphidium) albiumbilicatum*. В комплексе остракод виды *Robertsonites tuberculatus* и *Sarsicytheridea bradii* исчезают; вместо них появляются *Leptocythere pellucida* и *Palmoconcha laevata*. В конце зоны *Picea-Pinus* (E₆) резко снижается развитие диатомей вида *Paralia sulcata* (Haila et al., 2006). Господствующее положение занимают *Actinoptychus senarius*, *Pleurosigma angulatum* и *Odontella rhombus (Zygoceros*

ehrenbergii). В составе малакофауны регрессивной фазы доминирует *Corbula (Varicorbula) gibba*, а в конце зоны E₆ широкое развитие получает *Acanthocardia echinata* (Funder and Balic-Zunic, 2006).

В конце зоны *Pinus-Betula* (E₇) солоноводные условия сменяются озёрными. Представленные в нижележащих отложениях виды фораминифер и остракод полностью исчезают, а распространение получают пресноводные остракоды *Cytherissa lacustris* (Kristensen and Knudsen, 2006). В диатомовом комплексе значительно увеличивается доля пресноводных видов, среди которых преобладают представители родов *Aulacoseira* и *Pinnularia* (Haila et al., 2006). Кроме того, здесь отмечаются пресноводные кладоцеры: *Alona quadrangularis*, *Disparalona rostrata*, *Leydiga acanthoceroides* (Haila et al., 2006).

7.2.7.4. Ольденбюттель (*Oldenbüttel*)

Разрез скважины №2 у г. Ольденбюттель на побережье Кильского канала (рис. 7.1; 7.2) был изучен Х.-Л. Хеком (Heck, 1932). Морские диатомовые с преобладанием *Navicula (Lyrella) lyra* и *Surirella fastuosa (Campylodiscus neofastuosus)* появляются в зоне *Betula-Pinus* (с-d, по Jessen and Milthers, 1928). Здесь же обнаружена малакофауна, в составе которой отмечены *Corbula (Varicorbula) gibba*, *Tapes aureus var. eemiensis (Polititapes aureus senescens)*, *Ostrea edulis*, *Bittium reticulatum*, *Cardium echinatum (Acanthocardia echinata)* и *Mytilus edulis*. В комплексе фораминифер доминируют *Nonionina (Haynesina) depressula* и *Polystomella striatopunctata (Elphidium striatopunctatum)*. Также встречаются остракоды *Cythere papillosa* и ракообразные *Balanus* sp. Данный комплекс свидетельствует о достаточно высокой солёности моря (Heck, 1932).

В зоне *Quercus* (f) состав диатомей меняется, что свидетельствует о снижении солёности, – наиболее массовым становится пресноводно-солоноводный вид *Melosira moniliformis*. Также отмечены *Navicula (Pinnularia) interrupta*, *Navicula didyma (Diploneis bombus)*, *Campylodiscus echeneis*, *Melosira (Ellerbeckia) arenaria* и ряд других видов. В зоне *Pinus-Picea* (i) состав диатомей снова меняется – наибольшее развитие получают пресноводные формы родов *Pinnularia*, *Cymbella* и *Fragilaria*. Также встречены иглы пресноводных губок *Ephydatia muelleri*.

7.2.7.5. Шниттлохе (*Schnittlohe*)

В разрезе Шниттлохе в районе Кильского канала (Германия) (рис. 7.1; 7.2) фауна морских моллюсков с преобладанием *Bittium reticulatum*, *Cerastoderma edulis (edule)*, *Venerupis (Polititapes aureus) senescens*, *Ostrea edulis* и ряда других видов впервые появляется в зонах *Betula* (E₁, по Menke and Tunni, 1984) и *Betula-Pinus* (E₂) (Hinsch, 1985; Menke, 1985). В этих же отложениях присутствуют пресноводные виды моллюсков: *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Planorbis planorbis* и *Sphaerium corneum*. Фораминиферы также появляются в зонах E₁–E₂. В их составе

господствуют *Ammonia batavus (batava)*, *Elphidium (Cribroelphidium) gunteri*, *Elphidium (Cribroelphidium) incertum*, *Elphidium (Cribroelphidium) albumbilicatum*, *Elphidium williamsoni* и *Nonion germanicum (Haynesina germanica)* (Knudsen, 1985).

Установление морской фазы соответствует середине зоны *Corylus-Quercetum mixtum* (E_{4a}) (Menke, 1985; Knudsen, 1985; Hinsch, 1985). В начале морской фазы в комплексе фораминифер преобладают *Ammonia batavus (batavus)* и *Elphidium (Cribroelphidium) gunteri*, однако позже доминирующую роль начинают играть *Nonion germanicum (Haynesina germanica)*, *Elphidium williamsoni* и *Elphidium (Cribroelphidium) incertum* (Knudsen, 1985). Комплекс фораминифер указывает на глубину моря 10–20 м. Малакофана максимума трансгрессии характеризуется наибольшим распространением моллюсков *Varicorbula gibba*, *Bittium reticulatum*, *Venerupis (Polititapes aureus) senescens*, *Cerastoderma edulis (edule)* и *Hinia (Tritia) reticulata* (Hinsch, 1985).

Во второй половине зоны *Carpinus-Picea* (E₅) происходит обеднение видового и количественного состава макрофауны, что характеризует переход к мелководью с глубинами 0–5 м (Menke, 1985; Hinsch, 1985). В комплексе моллюсков доминируют *Venerupis (Polititapes aureus) senescens* и *Acanthocardia echinata*. Состав фораминифер, в котором наибольшее значение имеют *Ammonia batavus (batavus)* и *Nonion germanicum (Haynesina germanica)*, также свидетельствует об обмелении и снижении солёности (Knudsen, 1985).

7.2.7.6. Офенбюттель (*Offenbüttel*)

В разрезе Офенбюттель, расположенном в ~1.5 км к северо-востоку от Шниттлохе (рис. 7.1; 7.2), солоноводные условия также реконструируются в самом начале межледниковья, однако отложения очень бедны пылью, поэтому пыльцевые зоны в этом интервале не выделяются (Menke, 1985). В комплексе фораминифер солоноводной фазы в большом количестве встречены *Nonion germanicum (Haynesina germanica)*, *Ammonia batavus (batava)*, *Elphidium (Cribroelphidium) gunteri*, *Elphidium williamsoni*, *Elphidium (Cribroelphidium) albumbilicatum*, *Elphidium excavatum* и *Buccella frigida* (Knudsen, 1985). В составе малакофауны отмечены *Hinia (Tritia) reticulata*, *Cerastoderma edulis (edule)*, *Theodoxus fluviatilis* и несколько других видов (Hinsch, 1985).

Начало морской фазы приходится на границу зон *Pinus-Quercetum mixtum* (E₃, Menke and Tunni, 1984) и *Quercetum mixtum-Corylus* (E_{4a}) (Menke, 1985; Knudsen, 1985; Hinsch, 1985). Аналогично разрезу Шниттлохе, установление морской фазы здесь сопровождалось широким распространением фораминифер *Ammonia batavus (batavus)* и *Elphidium (Cribroelphidium) gunteri*, которые в сумме составляют до 95% от общего состава фораминифер (Knudsen, 1985). По мере увеличения глубины моря и солёности доминантными видами становятся *Elphidium williamsoni*, *Nonion germanicum (Haynesina germanica)* и *Buccella frigida*. В максимум трансгрессии здесь реконструируется глубина моря 10–20 м и солёность ниже нормальной морской. Комплекс

моллюсков морской фазы в разрезе Офенбюттель аналогичен таковому в разрезе Шниттлохе, однако в первом в состав доминантных видов также входит вид *Ostrea edulis* (Hinsch, 1985).

В зоне *Carpinus-Picea* (E₅) видовой и количественный состав моллюсков обедняется (Hinsch, 1985), свидетельствуя об обмелении моря. В составе малакофауны отмечены виды: *Bittium reticulatum*, *Varicorbula gibba*, *Acanthocardia echinata*, *Venerupis (Polititapes aureus) senescens*, *Mytilus edulis* и *Cerastoderma edulis (edule)*. Среди фораминифер регрессивной фазы наиболее широко представлены *Nonion germanicum (Haynesina germanica)*, *Ammonia batavus (batavus)* и *Elphidium translucens* (Knudsen, 1985).

7.3. Развитие Балтийского и Мгинского морей в последнем межледниковье

Морские отложения позднемосковского (позднезаальского) возраста встречаются во многих разрезах Восточной Балтики, в то время как в западной части Балтийского моря они неизвестны. Единственный разрез за пределами Финского залива, где обнаружены морские отложения этого возраста – Плазумы на западном побережье Латвии (Kalnina, 2001). Следует отметить, что К. Обст с соавторами (Obst et al., 2020) отнесли к верхнезаальским отложениям глины с остатками морских моллюсков *Arctica islandica*, *Portlandia arctica*, *Mytilus* sp. и *Cardium* sp. в береговых разрезах Хидензее (Hiddensee), Аркона (Arkona) и Грайфсвальдер-Ойе (Greifswalder Oie) на севере Западной Померании (Германия) на основании холодноводного комплекса микрофауны с преобладанием арктических остракод *Roundstonia globulifera* и фораминифер *Haynesina orbicularis*, отсутствия лужичанских видов моллюсков и ОСЛ-датировок в интервале 153–115 тыс. лет. К сожалению, в данных отложениях не определялись пыльца и споры, поэтому их возраст, по мнению автора, всё ещё остаётся под вопросом.

К. Обст с соавторами (Obst et al., 2020) считают, что Каттегат и другие датские проливы открылись уже позднезаальское время. По ним морская вода поступала в Балтийское море из Северной Атлантики после прохождения через Норвежскую траншею. Такого же мнения придерживаются П. Кристенсен и К. Кнудсен (Kristensen and Knudsen, 2006), полагая, что морское соединения пролива Каттегат с Балтийским морем осуществлялось через Северную Зеландию, Эресунн и Южную Швецию. М. А. Лаврова (1961) предполагала, что в конце среднего плейстоцена поступление морских вод в Балтийское море происходило через впадины тектонических озёр Венерн и Веттерн в Средней Швеции.

Следует сказать, что геологических свидетельств ни одной из указанных гипотез пока не обнаружено. В этой связи большой интерес представляет разрез в Петрозаводске (Ikonen and Ekman, 2001). Здесь в ленточных отложениях позднемосковского возраста определены морские диатомовые водоросли, содержание которых достигает 22%. По мнению Л. Иконен и И. Экмана, они являются переотложенными. Однако, обращает на себя внимание, что пик морских диатомей

приурочен к интерстадиальному потеплению в нижней части разреза, которое, вероятно, следует коррелировать с каспийским интерстадиалом. Как отмечалось выше, в разрезах Синявино, Завод им. Свердлова и Прангли, осолонение позднемосковского приледникового бассейна реконструируется именно в этот период. Таким образом, нельзя исключать, что в московское позднеледниковье соединение Балтийского моря с океаном осуществлялось через Белое море. Согласно гляциоизостатическим моделям К. Ламбека с соавторами (Lambeck et al., 2006) в позднезаальское (позднемосковское, 135–134 тыс. лет назад) время, Балтийское море соединялась как с Северным морем через Датские проливы и Южную Швецию, так и с Белым морем.

В начале эемского (микулинского) межледниковья (зоны E₁–E₂, по Menke and Tunni, 1984) образовался пролив между Балтийским и Северным морями в районе современного Кильского канала (пролив Нордмана, Kozack and Lange, 1985). Грубообломочные прибрежные отложения с раковинами *Ostrea edulis* (Hinsch, 1985) указывают на то, что в это время в проливе Нордмана была высокая температура и солёность воды, что в свою очередь, позволяет предполагать, что Ла-Манш уже существовал в это время (Funder et al., 2002). Возникновение морского соединения между Балтийским и Северным морями в начале межледниковья может объяснять усиление морского влияния во многих районах Балтийского моря, в том числе в разрезе Завод им. Свердлова (рис. 4.20).

Несколько позже, в зонах E₂–E₃ трансгрессия достигла островов Датского архипелага (Kristensen et al., 2000; Gibbard and Glaister, 2006; Kristensen and Knudsen, 2006), Мекленбургской бухты (Kenzler et al., 2018) и района Нижней Вислы (Makowska, 1986; Head et al., 2005; Knudsen et al., 2012). В этот период Балтийское и Мгинское моря характеризуются невысокой солёностью и холодными условиями. Происходит активное гляциоизостатическое компенсационное поднятие дна моря, что хорошо иллюстрируется осушением моря и торфонакоплением в начале зоны *Corylus-Quercus-Tilia* (E₄, по Mamakova, 1988) в разрезах Балтийская коса (Знаменская и Черемисинова, 1970) и Новины (Makowska, 1986) в районе Нижней Вислы.

В зонах E₃–E_{4b} (M₃–M₅, по Гричуку, 1961) во многих разрезах фиксируется резкое и значительное увеличение глубины и солёности, соответствующее смене солоноводной фазы развития моря на морскую. В разрезе Ристинг Клинт это событие соответствует максимуму дуба (*Quercus*) и началу поднятия лещины (*Corylus*) (рис. 7.3) (Kristensen et al., 2000). П. Кристенсен с соавторами (Kristensen et al., 2000) связали его с открытием Датских проливов. В составе фораминифер наступление морской фазы в разрезе Ристинг Клинт отражается в резком

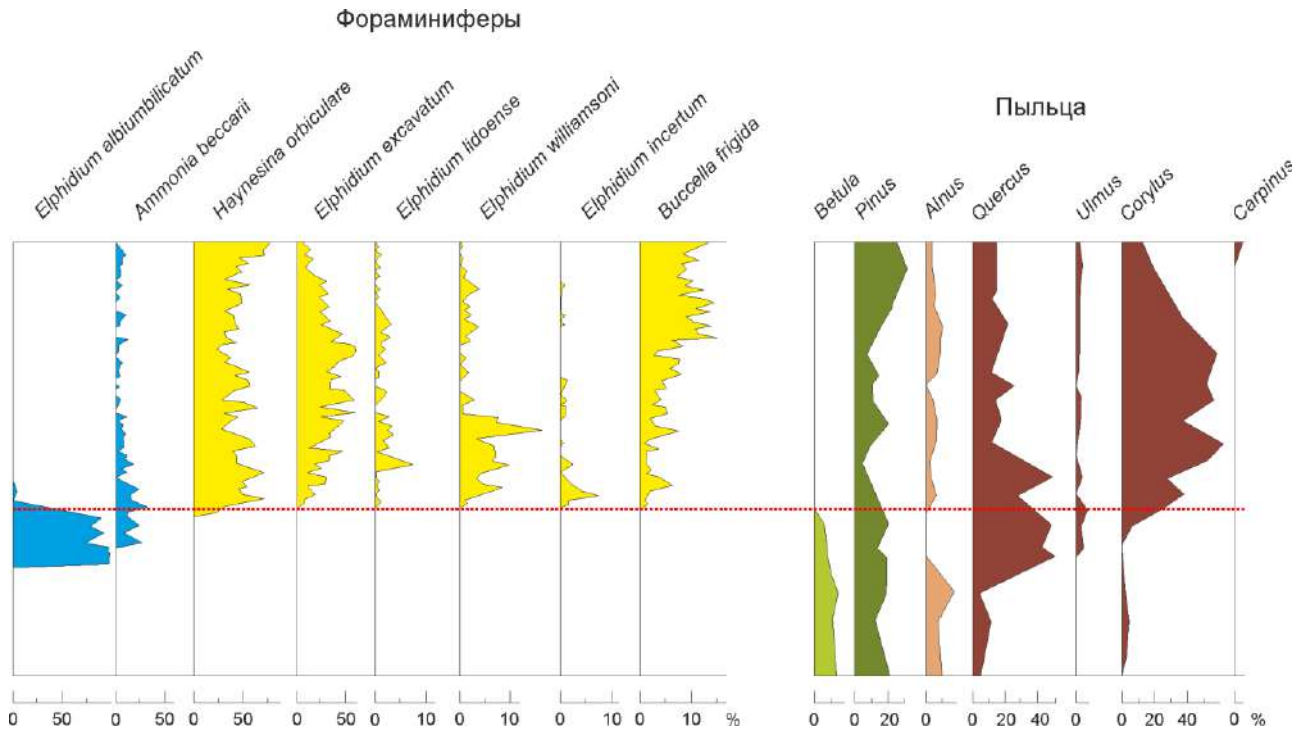


Рис. 7.3. Избранные таксоны фораминифер и пыльцы в эемских морских отложениях разреза Ристинг Клинт (по Kristensen et al., 2000). Красной точечной линией обозначен уровень смены солоноводной фазы на морскую.

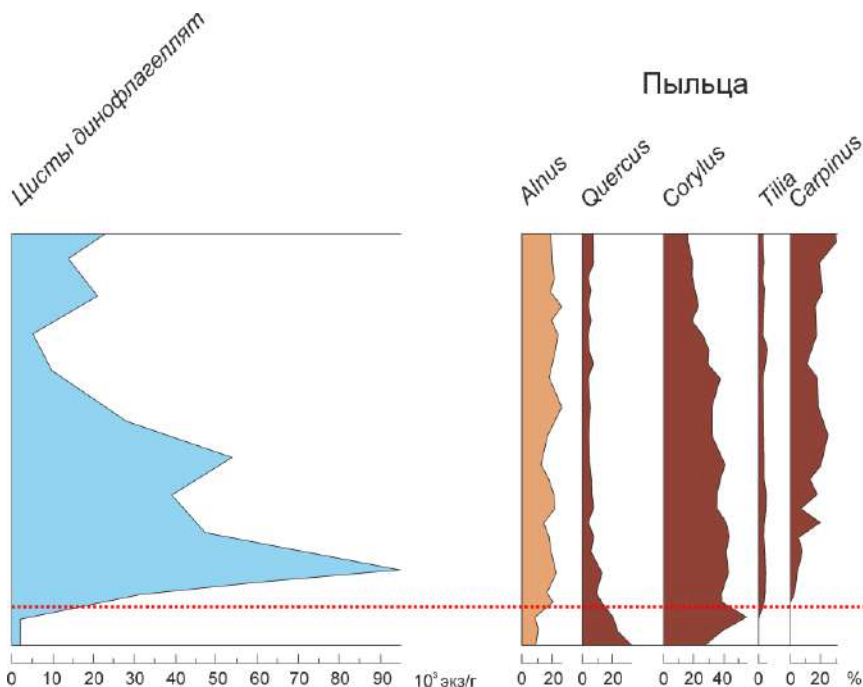


Рис. 7.4. Концентрация цист динофлагеллят и избранные таксоны пыльцы в эемских отложениях разреза Личе (по Head et al., 2005). Красной точечной линией обозначен уровень смены солоноводной фазы на морскую.

исчезновении вида *Elphidium* (*Criboelphidium*) *albumbilicatum* и появлении шести новых видов: *Haynesina orbiculare* (*orbicularis*), *Elphidium excavatum*, *Elphidium lidoense* (*Porosonion*

granosum), *Elphidium williamsoni*, *Elphidium (Cribroelphidium) incertum* и *Buccella frigida* (рис. 7.3).

В разрезе Личе, расположенном в районе Нижней Вислы, наступление морской фазы приходится на максимум лещины (*Corylus*) и появление липы (*Tilia*) (рис. 7.4) (Head et al., 2005). Увеличение морского влияния выражается в стремительном росте концентрации цист динофлагеллят в осадке с ~3 тыс. до ~95 тыс. экз/г (рис. 7.4).

В разрезе Прангли в горле Финского залива наступление глубоководных морских условий реконструируется во время максимума сосны (*Pinus*) (рис. 7.5) (Черемисинова, 1961; Лийвранд и Вальт, 1966). Наступление морской фазы характеризуется резким исчезновением пресноводных и пресноводно-солонководных видов диатомей: *Stephanodiscus astraea*, *Navicula tuscula* (*Aneumastus tusculus*), *Epithemia spp.*, *Cymatopleura elliptica*, *Melosira (Ellerbeckia) arenaria*, *Cocconeis disculus* и *Diploneis domblittensis*, *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* (*Diploneis burgitensis*) (рис. 7.5). Одновременно с этим, содержание морских форм: *Melosira (Paralia) sulcata*, *Podosira sp.*, *Hyalodiscus scoticus*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Chaetoceros spp.*, *Navicula lyra* var. *abrupta*, *Stephanodiscus astraea*, *Navicula tuscula*, *Epithemia spp.*, *Cymatopleura elliptica*, *Melosira arenaria*, *Cocconeis disculus*, *Diploneis domblittensis*, *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* (*Diploneis burgitensis*) (рис. 7.5). Одновременно с этим, содержание морских форм: *Melosira (Paralia) sulcata*, *Podosira sp.*, *Hyalodiscus scoticus*, *Actinocyclus ehrenbergii* (*octonarius*), *Chaetoceros spp.*, *Navicula lyra* var. *abrupta* (*Lyrella abrupta*) – стремительно возрастает.

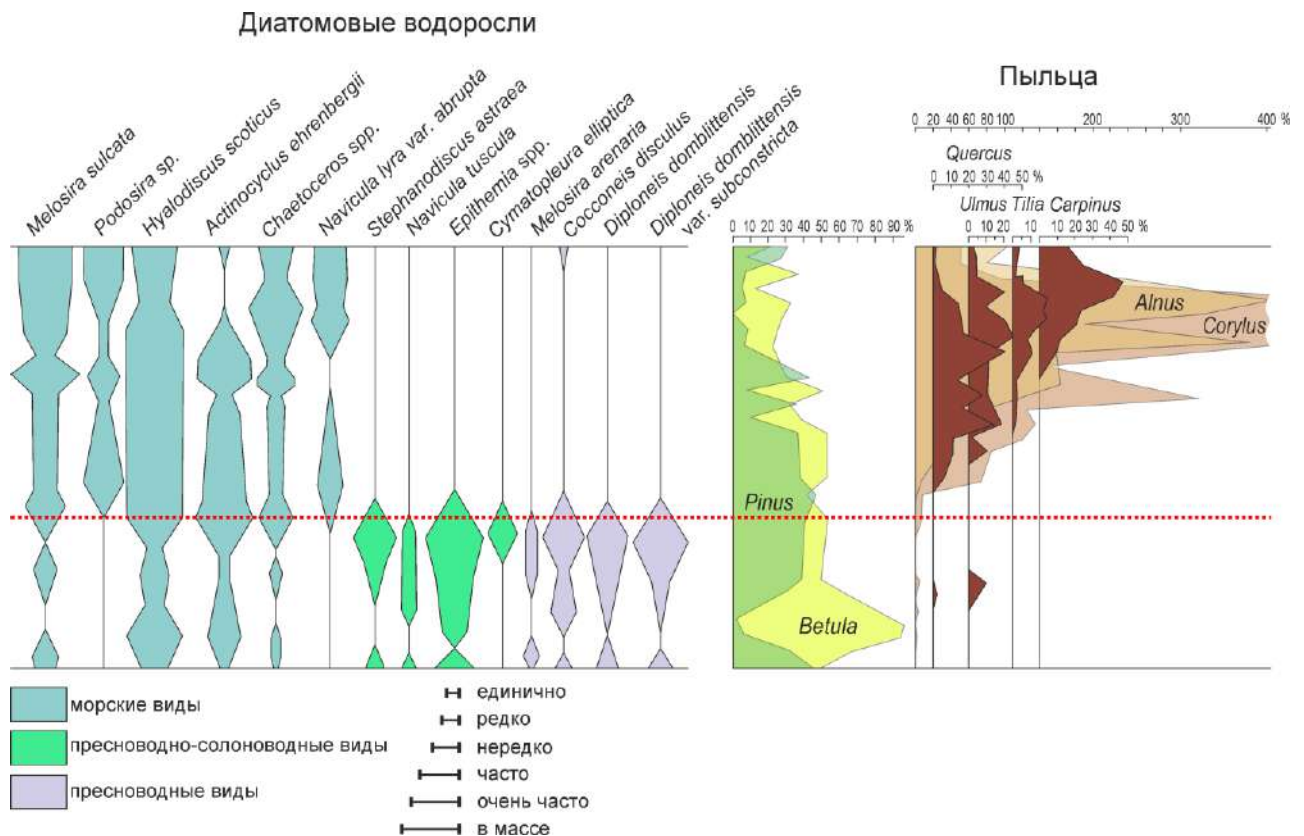


Рис. 7.5. Избранные таксоны диатомовых (по Черемисиновой, 1961) и пыльцы (по Лийвранд и Вальту, 1966) в мгинских морских отложениях разреза Прангли. Пыльцевая диаграмма построена методом В. П. Гричука (1961) с вынесением ольхи (*Alnus*) и лещины (*Corylus*) из состава древесных пород. Красной точечной линией обозначен уровень смены солонководной фазы на морскую.

Такая же резкая смена состава микропалеонтологических остатков при переходе солоноводной фазы в морскую обнаруживается и во многих других разрезах. Столь резкое изменение состава микрофлоры и микрофауны, а также геохимических индикаторов (рис. 4.20), в различных межледниковых разрезах свидетельствует о том, что изменения солёности и глубины происходили стремительно в результате привноса большого объёма солёных насыщенных кислородом вод. Причиной этого события могло быть открытие Датских проливов (Kristensen et al., 2000). Период водообмена в современной Балтике составляет 26–29 лет (Döös et al., 2004), поэтому можно предположить, что в последнем межледниковье солёные воды распространились по всей акватории Балтийского и Мгинского морей за временной промежуток такого же порядка. Это существенно меньше, чем продолжительности фаз развития растительности (табл. 7.1.) (Müller, 1974), что позволяет считать границу солоноводной и морской фаз условно изохронной на всей площади Балтийского и Мгинского морей.

Наступление регрессивной фазы в большинстве разрезов реконструируется в зоне граба (*Carpinus*), что соответствует началу регрессии Северного моря (Zagwijn, 1983; 1996; Strife, 1990). Приблизительно в это же время прекращает существование Балтийско-Беломорское морское соединение, что фиксируется по началу формирования пресноводных отложений в Петрозаводском разрезе (Ikonen and Ekman, 2001). В разрезах на побережье Ботнического залива (Мертуаноя, Норра Саннас I) отступление моря реконструируется в зонах E₅–E₆ (по Andersen, 1975). Это раньше, чем в других частях исследуемого бассейна, что, вероятно связано, с более высокой скоростью гляциоизостатического поднятия Ботнического залива в последнем межледниковье. В большинстве мгинских разрезов Приневской низменности и Карельского перешейка установление пресноводных условий отмечается в зоне *Pinus-Picea-Betula* (M₈, по Гричуку, 1961).

В пяти разрезах (Верхняя Видлица, Кавер, Белое озеро, Плазумы и Рижский залив) реконструируется сохранение морских условий в ранневалдайское (ранневислинское) время (рис. 7.2). Морские осадки накапливались на севере п-ва Ютландия в течение стадиала Хернинг и интерстадиала Брёруп (Glaister and Gibbard, 1998), однако маловероятно, что соединение между Балтийским и Северным морями в этот период сохранялось из-за низкого уровня Мирового Океана. В МИС5d он опустился до ~40 м ниже современного уровня, а в МИС5с поднимался не более чем на ~20 м (Waelbroeck et al., 2002). Более вероятно, что нижневалдайские (нижневислинские) отложения в данных разрезах содержат переотложенные мгинские (эемские) диатомеи. Переотложение микрофоссилий из мгинского (эемского) мариния в валдайскую эпоху хорошо известно. Так, в керне из донных отложений Ладожского озера, в ~30 км к юго-востоку от Приозерска, морские и солоноводные динофлагелляты, акритархи и диатомеи содержатся в

нижневалдайских отложениях, скоррелированных с МИС5d-a (Andreev et al., 2019; Ludikova et al., 2021). А. В. Лудикова (Лудикова, 2019; Ludikova et al., 2021) пришла к выводу, что морские микрофоссилии, вероятно, были переотложены из мгинской толщи и, следовательно, нижневалдайские осадки формировались в Ладожском бассейне в пресноводных условиях. Переотложенные морские диатомеи и фораминиферы обнаружены в валдайских породах разреза Вяэна-Йыэсуу на севере Эстонии (Раукас и Лийвранд, 1971 в Liivrand, 1991). На территории Карельского перешейка осадки с морскими и солоноводными диатомеями часто принимались за мгинские. К разрезам с такими отложениями относятся, например, Денисово (Апухтин и др., 1959ф; Малясова, 1960; Малаховский и др., 1969а), Заостровье (скв. №33) (Гречко и др., 1972ф; Абакуменко и др., 1977) и Ларионово (скв. №52ф) (Гречко и др., 1972ф; Абакуменко и др., 1977). Отложения БЛО также часто содержат переотложенные морские и солоноводные диатомеи, при этом их количество может быть сопоставимо с числом автохтонных пресноводных диатомей (Земляков и др., 1941; Лак, 1976; Saarnisto et al., 1995; Лудикова, 2017). Отличительным признаком осадков с переотложенными диатомеями являются одновременные кульминации экологически несовместимых (морских и пресноводных) видов.

В конце микулинского (эмского) межледниковья (зона *Pinus*) либо в начале раннего валдая (ранней вислы) как в восточных (Красносельское, Южки, Пески, Тохолодское озеро), так и западных (Моммарк) разрезах реконструируется установление пресноводных условий. Достоверные нижневалдайские (нижневислинские) морские осадки в Балтийском регионе неизвестны. Кроме того, уровень моря в раннем валдае не поднимался выше ~ -20 м абс. выс. (Waelbroeck et al., 2002) поэтому, вероятнее всего, в течение всего этого периода, с конца межледниковья до максимального распространения Скандинавского ледникового покрова ~60 тыс. лет назад (Svendsen et al., 2004), в Балтийской котловине существовал озёрный бассейн. Уровень этого бассейна был ниже современного уровня Мирового Океана, поэтому его береговые линии скрыты водами Балтийского моря.

7.4. Установление морских условий в разных частях Балтики и Мгинского моря

Для того чтобы выполнить корреляцию пыльцевых зон в Балтийском и Онежско-Ладожском регионах, необходимо определить время установления морской фазы относительно пыльцевых спектров в опорных разрезах с наибольшей точностью. Палинозоны в разных регионах часто выделяются по разным критериям, поэтому их использование не позволяет достичь требуемой точности. Автор использовал для сравнения времени установления морских условий в разных разрезах характерные точки на пыльцевых диаграммах – точки начала подъёма и кульминации основных древесных пород: сосны (*Pinus*), дуба (*Quercus*), лещины (*Corylus*), липы (*Tilia*) и граба (*Carpinus*).

Наиболее южные из опорных разрезов находятся в районе Нижней Вислы. В разрезе Обжиново установление морских условий реконструируется на глубине 110.5 м после кульминации лещины и в начале подъёма липы (Knudsen et al., 2012). В разрезе Личе повышение уровня моря и солёности фиксируется на глубине 97.5 м после максимума лещины и перед подъёмом липы (рис. 7.4) (Head et al., 2005). В разрезе Новины начало морской фазы устанавливается на глубине 61.6 м; оно соответствует максимуму лещины и предшествует подъёму граба (Маковска, 1986). В разрезе Балтийская коса наибольшее развитие морских диатомей начинается на глубине ~12 м, что предшествует максимуму лещины (Знаменская и Черемисинова, 1970). В разрезе Церпента граница солоноводной и морской фазы не установлена (Marks et al., 2014). В целом, в районе Нижней Вислы наступление морской фазы приблизительно коррелирует с максимумом развития лещины. Согласно хронологии Биспингена, это середина зоны ШЬ, или ~1500 лет от начала эемского межледниковья (Müller, 1974).

Несколько севернее расположен район Шлезвиг-Гольштейн. В разрезе Шниттлохе повышение солёности отмечается на глубине 15.5 м, что соответствует снижению дуба и середине подъёма лещины (Menke, 1985; Knudsen, 1985; Hinsch, 1985). В разрезе Ольденбюттель нижняя граница морской фазы не установлена (Hesk, 1932), а в разрезе Оффенбюттель разрешение пыльцевых спектров очень низкое для точного установления начала морской фазы (Menke, 1985; Knudsen, 1985; Hinsch, 1985). Согласно хронологии Биспингена середина подъёма лещины соответствует границе зон ША и ШЬ и датируется 1200 годами от начала межледниковья (Müller, 1974).

Разрезы Ристинг Клинт и Моммарк расположены в ~100 км к СВ от Шниттлохе. В разрезе Ристинг Клинт установление морских условий фиксируется на глубине 1.8 м, которая соответствует максимуму дуба и началу подъёма лещины (рис. 7.3) (Kristensen et al., 2000; Knudsen et al., 2011). Несколько севернее, в разрезе Моммарк, сильное усиление морского влияния реконструируется на глубине 9.5 м, что совпадает с максимумом дуба и подъёмом лещины (Haila et al., 2006; Gibbard and Glaister, 2006). Согласно хронологии Биспингена начало подъёма лещины – это начало зоны ША и приблизительно 900 лет от начала эема (Müller, 1974).

Разрезы Центральной Балтики не могут быть использованы для установления времени начала морской фазы. В разрезах Плазумы и Рижский залив граница солоноводной и морской фаз не выделена, а в разрезе Грини непонятно, где эта граница проходит, так как глубины в таблице (Table 11, Kalnina, 2001) не соответствуют глубинам на пыльцевой диаграмме (Fig. 34b, Kalnina, 2001).

Разрезы Финского залива, Карельского перешейка и Приневской низменности расположены в 6° севернее Нижней Вислы. В разрезе Прангли усиление морского влияния

реконструируется на глубине 75 м (рис. 7.5) (Черемисинова, 1961; Лийвранд и Вальт, 1966). Этот уровень соответствуют максимум сосны и предшествует подъёму дуба и лещины. В разрезе Пески начало морской фазы установлено на глубине 29.8 м, что соответствует началу подъёма лещины (Miettinen et al., 2002; 2014). Точно так же в начале подъёма лещины фиксируется смена солоноводной фазы на морскую в разрезе Синявино, на глубине 70.75 м (Малаховский и др., 1969а). В разрезе Рыбацкое стремительное развитие морских видов диатомей фиксируется на глубине 41 м, что совпадает с максимумом сосны и предшествует подъёму дуба и лещины (Лаврова и Гричук, 1961; Знаменская и Черемисинова, 1962). В разрезе Мга II морские условия устанавливаются в начале подъёма дуба, до начала подъёма лещины, на глубине 5.75 м (Плешивцева и др., 1984ф). В свою очередь, в разрезе Мга I точный уровень наступления морских морских условий не представляется возможным определить из-за сложности сопоставления спорово-пыльцевой (Знаменская, 1959) и диатомовой (Черемисинова, 1959) диаграмм друг с другом. В разрезе Завод им. Свердлова II резкое усиление морского влияния реконструируется на абсолютной отметке -10.4 м (рис. 6.1). Данный уровень соответствует середине подъёма дуба. Лещина в это время уже широко распространена, однако её пик пологий и растянутый, с отсутствием чёткого максимума (рис. 4.16). Следует также отметить, что в разрезе Завод им. Свердлова I, пыльца всех широколиственных пород кульминирует синхронно (Плешивцева и др., 1984ф), что позволяет предполагать её переотложение и затрудняет точное определение границы морской и солоноводной фаз. В разрезах Белое озеро, Красносельское, Юкки и Тохколадское озеро нижняя граница морской фазы не установлена (рис. 7.2). В среднем начало морской фазы в районе Финского залива реконструируется несколько раньше начала подъёма лещины, что соответствует зоне Пв согласно хронологии Биспингена и ~600 лет от начала межледниковья (Müller, 1974).

На восточном побережье Ладожского озера три разреза (Верхняя Видлица, Кавер и Васильевский Бор) изучены как спорово-пыльцевым, так и диатомовым методами, однако частота отбора образцов недостаточна для точного определения границы солоноводной и морской фаз.

Для района Онежского озера точно определить начало морской фазы удалось только в разрезе Петрозаводск II, так как для разреза Петрозаводск I не опубликована диатомовая диаграмма, а для разреза Вытегра – спорово-пыльцевая. В разрезе Петрозаводск II пресноводные диатомовые полностью исчезают на глубине 11 м, что несколько ниже пика сосны (Ikonen and Ekman, 2001). По хронологии Биспингена это палинозона Па и ~250 лет от начала межледниковья (Müller, 1974).

Самые северные из опорных разрезов Норра Саннас I и Мертуаноя расположены на побережье Ботнического залива. К сожалению, в обоих разрезах не установлена граница солоноводной и морской фаз.

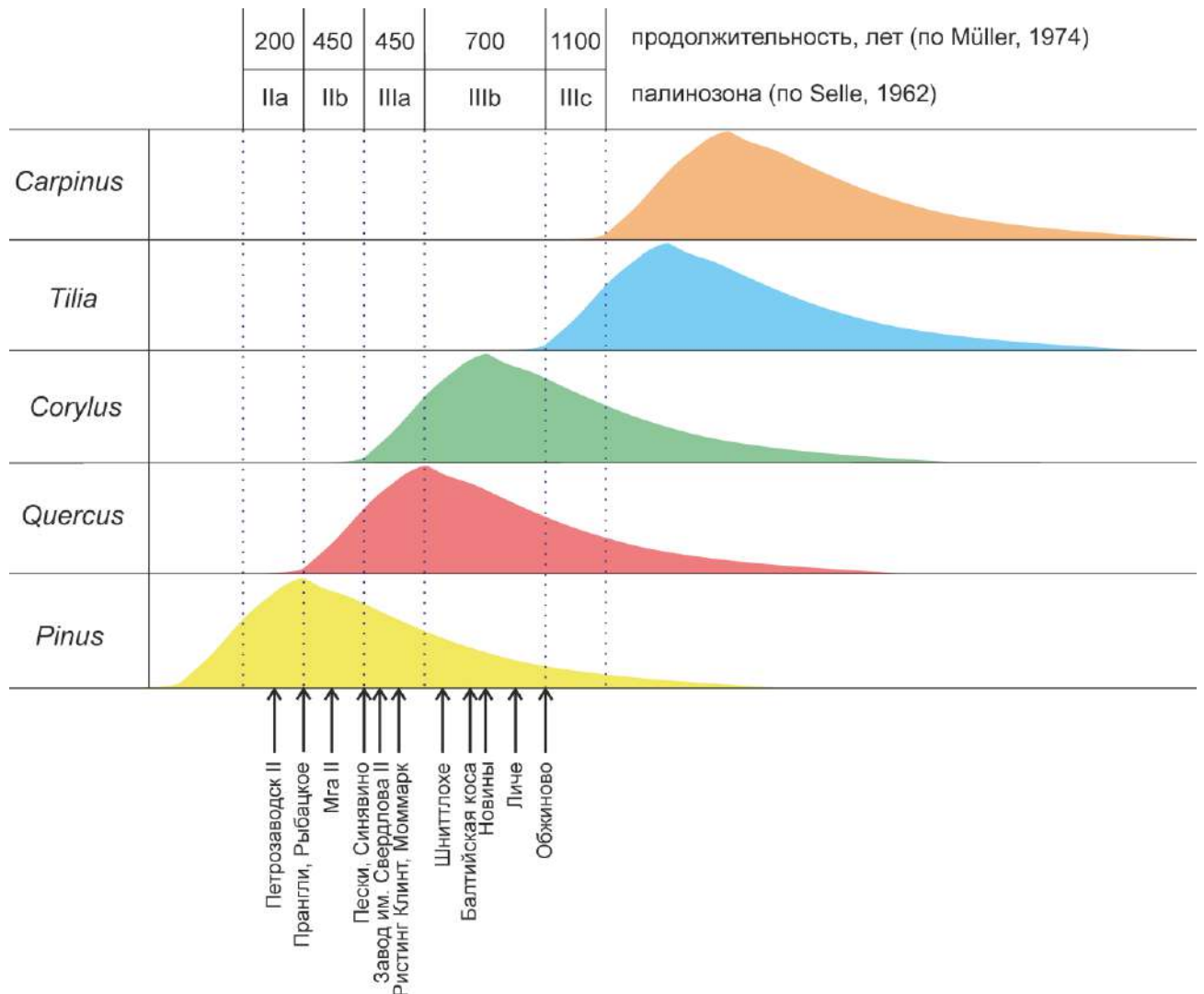


Рис. 7.6. Положение границы солоноводной и морской фаз относительно пиков содержания пыльцы основных древесных пород последнего межледниковья в опорных разрезах эемских (мгинских) морских отложениях в Балтийском и Онежско-Ладожском регионах.

На Рисунке 7.6 объединены данные о положении границы солоноводной и морской фаз относительно пиков содержания пыльцы основных древесных пород последнего межледниковья в опорных разрезах эемских (мгинских) морских отложениях в Балтийском регионе и Южной Карелии. Из данного рисунка следует, что фазы развития растительности запаздывали в северном и северо-восточном направлении относительно Центральной Европы. Нижняя Висла находится приблизительно на одной широте с Биспингеном, поэтому границы палинозон в этих районах можно принять изохронными. В Южной Дании запаздывание фаз развития растительности относительно Биспингена и Нижней Вислы, составляло ~600 лет, в районе Финского залива – ~900 лет и в районе Петрозаводска – ~1250 лет. Данные результаты показывают, что хронологию

фаз развития растительности Биспингена нельзя напрямую использовать для оценки возраста границ микулинских палинозон в разрезах Восточно-Европейской равнины.

7.5. Выводы

Единственная доступная на сегодняшний день хронология развития растительности в эемском (микулинском) межледниковье основана на варвохронологических исследованиях в разрезе Биспинген и других северогерманских разрезах. Данная хронология широко используется для оценки возраста границ палинозон не только на территории Центральной и Западной Европы, но и на Восточно-Европейской равнины, однако правомерность перенесения хронологии Биспингена на разрезы, отстоящие на такие большие расстояния, вызывает сомнения из-за диахронности границ палинозон.

На основании анализа спорово-пыльцевых и палеонтологических данных из опорных разрезов эемских (мгинских) морских отложений в Балтийском и Онежско-Ладужском регионах автором выдвинуто предположение об изохронности границы солончужной и морской фаз развития морского бассейна на всей указанной территории. Сопоставление положения данной границы с пиками содержания пыльцы основных древесных пород последнего межледниковья в разных разрезах показало, что в районе Финского залива запаздывание фаз развития растительности в начале межледниковья относительно Центральной Европы составляло ~900 лет, а в районе Петрозаводска – ~1250 лет. Полученные результаты свидетельствуют, что хронология Биспингена не может быть напрямую использована для оценки возраста границ палинозон в разрезах Восточно-Европейской равнины.

Заключение

Впервые для изучения мгинской морской межледниковой толщи микулинского горизонта, а также подстилающих и перекрывающих её пород, использован комплекс методов: фациальный анализ, спорово-пыльцевой анализ, ОСЛ-датирование, геохимический анализ, гранулометрический анализ, диатомовый анализ, варвохронология. Это позволило установить временные рамки микулинского межледниковья, реконструировать условия формирования межледниковых отложений в пределах Приневской низменности и выделить основные фазы развития Мгинского моря.

Для изучения межледниковых отложений был выбран уникальный разрез средне-верхнелепестовых пород в карьере завода «Эталон» (старое название «Завод им. Свердлова»). Автором и его коллегами впервые детально изучены верхнемосковские ленточные отложения, подстилающие мгинскую толщу и хранящие информацию о переходном этапе между московским ледниковьем и микулинским межледниковьем. Данные отложения выделены автором в свердловскую толщу (свиту). В свердловских отложениях установлено три локальные палинозоны, которые скоррелированы с РПЗ Ms_3 – Ms_1 (по Малаховскому и др., 1969а). Продолжительность вскрытой карьером части зоны Ms_3 составляет ~400 лет, зоны Ms_2 (касплянский интерстадиал) – около 400 лет, зоны Ms_1 (стадиал каттегат) – около 300 лет. В интервале 1100–1080 лет до начала межледниковья в ленточных отложениях свердловской свиты накапливалось большое количество материала ледового разноса, что позволяет предполагать корреляцию этого периода с событием Хайнриха 11. Свердловская толща накапливалась во время мариногляциальной фазы развития Мгинского моря. В интервале 1100–1030 лет до начала межледниковья здесь преобладали солоноводные условия. В период 1030–350 лет до начала межледниковья Мгинское море могло испытать сильное опреснение, однако затем соединение с океаном восстановилось.

В разрезе Завод им. Свердлова литологическая граница между свердловскими и мгинскими отложениями, выраженная в исчезновении ленточной слоистости и появлении чёрной (синеватой) окраски, приблизительно совпадает с нижней границей РПЗ M_2 (по Гричуку, 1961). Таким образом, этот уровень соответствует основанию микулинского горизонта. В мгинской толще выделены все РПЗ микулинского межледниковья M_2 – M_8 , отражающие смену климатических условий от умеренных в начале межледниковья до более тёплых, чем современные, в период климатического оптимума (зоны M_4 – M_6) и снова умеренных в конце межледниковья. В интервале от начала зоны M_2 до середины зоны M_4 выделяется солоноводная (лагунная) фаза развития Мгинского моря. В это время Мгинское море представляло собой мелководный и сильно опреснённый водоём с достаточной насыщенностью придонных вод

кислородом. В середине зоны М₄ происходит стремительное и значительное увеличение глубины и солёности моря, что нашло отражение в результатах как диатомового, так и геохимического анализов. Данный уровень соответствует наступлению морской фазы Мгинского моря. К нему приурочены слои, насыщенные фауной морских моллюсков. Одинаковые выводы, сделанные на основе диатомового и геохимического анализов, свидетельствуют о том, что геохимические данные могут успешно применяться для реконструкции относительных условий солёности в палеоводоёмах. По данным геохимического анализа солёность Мгинского моря в течение морской и последующей регрессивной фаз составляла не менее 18‰. В начале зоны М₅ фауна моллюсков практически полностью исчезает, что объясняется установлением аноксических условий в придонных водах Мгинского моря. Морская фаза продолжается до середины палинозоны М₆₋₇, после чего уровень моря начинает постепенно снижаться. На начало регрессии Мгинского моря может указывать снижение доли морского органического вещества в органике, содержащейся в мгинских отложениях. Регрессивная фаза продолжается до конца палинозоны М₈. В течение большей части морской фазы и всей регрессивной фазы в придонных водах Мгинского моря преимущественно господствовали аноксические условия, из-за чего количественный и видовой состав малакофауны в мгинских отложениях очень беден (напр., Funder et al., 2002). В конце палинозоны М₈ либо в раннем валдае морские условия сменились пресноводными.

ОСЛ-даты, полученные по КПШ из свердловских отложений, сильно удревнены, вероятно, из-за неполной засветки зёрен КПШ перед захоронением. Это также подтверждается результатами датирования отложений БЛО, согласно которым реликтовая доза в КПШ из озёрно-ледниковых отложений может достигать 250 Гр. Так как свердловская толща и балтийский гляциолимний формировались в схожих условиях, степень засветки зёрен в них также должна быть схожей. Из мгинской морской толщи получено пятнадцать ОСЛ-дат по КПШ со средним значением 123 ± 10 (2σ) тыс. лет. Кроме того, дата 119 ± 7 тыс. лет получена из микулинского/нижневалдайского лимния, перекрывающего мгинскую толщу. Даты из мгинских и микулинских/нижневалдайских отложений использованы для построения глубинно-возрастной модели. Установлено, что мгинская межледниковая толща начала формироваться 133 ± 8 (1σ) тыс. лет назад и закончила своё формирование 109 ± 7 (1σ) тыс. лет назад. Так как мгинская свита в разрезе Завод им. Свердлова включает все региональные межледниковые палинозоны, данные возрастные оценки также справедливы для начала и окончания микулинского межледниковья, соответственно. С учётом большой погрешности измерения, полученные оценки не противоречат приблизительной корреляции между микулинским (земским) межледниковьем и МИС5е.

Отбор и сравнительный анализ 34 опорных разрезов эемских (мгинских) отложений в Балтийском и Онежско-Ладожском регионах показал, что граница солоноводной и морской фаз чётко прослеживается в большинстве разрезов и является изохронной на всей указанной территории. Данный изохронный уровень использован для корреляции палинозон в начале последнего межледниковья. Выявлено запаздывание фаз развития растительности в северном и северо-восточном направлении относительно Центральной Европы. В районе Финского залива запаздывание фаз развития растительности в начале межледниковья относительно разреза Биспинген (Германия) и Нижней Вислы (Польша) составляло ~900 лет. Данный результат показывает, что прямое использование хронологии разреза Биспинген (Müller, 1974) для оценки возраста границ палинозон в разрезах Восточно-Европейской равнины необоснованно.

Весь комплекс полученных результатов позволяет сделать ряд выводов:

1) Формирование мгинской морской межледниковой толщи на территории Приневской низменности происходило в течение палинозон M_2 – M_8 микулинского межледниковья в период с 133 ± 8 по 109 ± 7 тыс. лет назад. Нижняя граница микулинского горизонта в Приневской низменности приблизительно совпадает с верхней границей ленточно-слоистых глин свердловской свиты.

2) В развитии Мгинского моря выделяется четыре фазы: мариногляциальная (палинозоны M_{s3} – M_{s1}), солоноводная (палинозоны M_2 – M_3), морская (палинозоны M_4 – M_6) и регрессивная (палинозоны M_6 – M_8). Проникновение морских вод в позднемосковский приледниковый бассейн на территории современной Приневской низменности произошло не позднее ~1100 лет до начала микулинского межледниковья. В период ~1030–350 лет до начала межледниковья Мгинское море могло испытать сильное опреснение, однако затем соединение с океаном восстановилось.

3) В начале палинозоны M_5 в придонных водах Мгинского моря установились аноксические условия, существование которых продолжалось до конца палинозоны M_8 . Недостатком кислорода в придонных водах объясняется скудность видового и количественного состава малакофауны в мгинской толще.

4) Граница солоноводной и морской фаз чётко выражена в разрезах эемских (мгинских) морских отложений в пределах Балтийского и Онежско-Ладожского регионов. Она отражает стремительный рост солёности и глубины бассейнов Балтийского и Мгинского морей и является изохронной на всей указанной территории.

5) В начале межледниковья фазы развития растительности в районе Финского залива запаздывали на ~900 лет относительно Центральной Европы.

Список сокращений и условных обозначений

- БЛО – Балтийское ледниковое озеро
- ГВМ – глубинно-возрастная модель
- ИКСЛ (IRSL) – люминесценция, стимулированная инфракрасным светом
- КДЭ – кривая доза-эффект
- КПШ (KF) – калиевый полевой шпат
- ЛПЗ – локальная палинозона
- МИС – морская изотопная стадия
- МЛР – материал ледового разноса
- ОВ – органическое вещество
- ОСЛ – оптически-стимулированная люминесценция
- РПЗ – региональная палинозона
- РФА – рентгенофлуоресцентный анализ
- СПА – спорово-пыльцевой анализ
- СПД – спорово-пыльцевая диаграмма
- ТЛ – термолюминесценция
- ФЭУ – фотоэлектронный умножитель
- ЭПР – электронно-парамагнитный резонанс
- CN-анализ – carbon and nitrogen analysis (анализ углерода и азота)
- D_e – эквивалентная доза
- pIR-IRSL – post infra-red IRSL (люминесценция, стимулированная инфракрасным светом, предваряемая стимуляцией инфракрасным светом при более низкой температуре)
- SAR-протокол – single-aliquot regenerative-dose protocol (протокол измерения эквивалентной дозы по одной навеске методом восстановления дозы)
- ТОС – total organic carbon (общий органический углерод)

Литература

Опубликованные материалы

1. Абакуменко Г. С., Ладышкина Т. Е., Салтыкова В. Ф., Семичева В. И., Усикова Т. В. Морские межледниковые отложения на севере Карельского перешейка // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР / под ред. Г. С. Бискэ. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1977. С. 93–97.
2. Абрикина Р. Е., Красильникова Г. Н. Фораминиферы морских межледниковых отложений Кольско-Карельского региона, их стратиграфическое значение и история развития // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита / под ред. Г. С. Бискэ. Ленинград: Наука, 1972. С. 39–58.
3. Ансберг Е. А., Знаменская О. М. О морских отложениях на водоразделе рек Тосны и Саблилки // Доклады АН СССР. 1941. Т. 30. № 9. С. 822–823.
4. Апухтин Н. И., Покровская И. М., Шарков В. В., Яковлева С. В. Стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада СССР // Хронология и климаты четвертичного периода. Международный геологический конгресс, XXI сессия. Москва: Наука, 1960.
5. Апухтин Н. И., Саммет Э. Ю. Псковская, Новгородская, западная и южная части Ленинградской области // Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР / под ред. Н. И. Апухтина, И. И. Краснова. Ленинград: Недра. Ленинградское отделение, 1967. С. 111–160.
6. Апухтин Н. И., Экман И. М. Стратиграфия. Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской областей // Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР / под ред. Н. И. Апухтина, И. И. Краснова. Ленинград: Недра. Ленинградское отделение, 1967. С. 48–110.
7. Арсланов Х. А., Бреслав С. Л., Заррина Е. П., Знаменская О. М., Краснов И. И., Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А. Климатостратиграфия, и хронология среднего валдая северо-запада и центра Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины / под ред. А. А. Величко, М. А. Фаустова. Москва: Наука, 1981. С. 12–27.
8. Астахов В. И., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю., Разина В. В., Назаров Д. В. Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Доклады Академии Наук. 2005. Т. 401. № 1. С. 95–99.
9. Ауслендер В. Г. Современные представления о строении четвертичной толщи Санкт-Петербурга и его окрестностей // Всероссийское совещание «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. С. 311–312.

10. Ауслендер В. Г., Плешивцева Э. С. Современные представления о строении толщи квартера суши г. Санкт-Петербург и его окрестностей // Сборник статей сотрудников ФГУП «Петербургская комплексная геологическая экспедиция», посвященный 60-летию организации / под ред. О. В. Васина, В. А. Коровкина. Санкт-Петербург: ФГУП «ПКГЭ», 2011. С. 82–87.
11. Ашкрофт Н., Мермин Н. Физика твёрдого тела. Том 2. Москва: Мир, 1979. 185 с.
12. Большианов Д. Ю., Крылов А. В., Молодьков А. Н., Савельева Л. А., Аникина Н. Ю., Пушина З. В., Рашке Е. А., Никитин М. Ю., Клевцов А. С. Новые данные о строении, возрасте, составе органических остатков морских отложений в окрестностях Санкт-Петербурга // Известия РГО. 2016. Т. 148. № 3. С. 25–46.
13. Борисова О. К., Новенко Е. Ю. Реконструкция растительности и климата в предмикулинское позднеледниковье по палинологическим данным // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2014. № 5. С. 30–35.
14. Буслович А. Л., Спиридонова Е. А., Рухина Е. В., Малаховский Д. Б. Среднечетвертичные отложения // Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР / под ред. Д. Б. Малаховского, К. К. Маркова. Ленинград: Наука. Ленинградское отделение, 1969. С. 104–111.
15. Вагнер Г. А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории (перевод с английского). Москва: Техносфера, 2006. 576 с.
16. Вербицкий В. Р., Яновский А. С., Вербицкий И. В., Васильева О. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Центрально-Европейская серия. О-35 (Псков), (N-35), О-36 (Санкт-Петербург). Геологическая карта дочетвертичных образований. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.
17. Верзилин Н. Н., Гонтарев Е. А., Калмыкова Н. А. Литолого-минералогическая характеристика позднеледниковых—голоценовых отложений долины р. Невы // Литология и палеогеография. Вып. 5. Сборник научных трудов, посвященный 80-летию профессора Николая Васильевича Логвиненко. Санкт-Петербург: Издательство СПбГУ, 1997. С. 206–219.
18. Виноградов А. П. Йод в морских илах. О происхождении йодобромных вод нефтяных районов // Труды био-геохимической лаборатории АН СССР. 1939. Т. 5. С. 19–32.
19. Вишневская Е. М., Малясова Е. С., Усикова Т. В. Новый разрез мгинских межледниковых морских отложений в окрестностях Ленинграда // Вестник Ленинградского университета. 1973. № 24. С. 133–140.
20. Волков И. И. Геохимия серы в осадках океана. Москва: Наука, 1984. 272 с.

21. Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря // Труды Института океанологии АН СССР. 1961. Т. 50. С. 68–92.
22. Гайгалас А. Ю., Молодьков А. Н. ЭПР-датирование возраста лихвинского и микулинского межледниковий на западе Восточно-Европейской равнины // Всероссийское совещание “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”. Тезисы докладов «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. С. 19.
23. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР // Труды Института географии АН СССР. 1939. Т. 33. С. 462.
24. Горецкий Г. И. Карельское межледниковое море // Вопросы географии. 1949. Т. 12. С. 97–132.
25. Гричук В. П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет / под ред. И. П. Герасимова, А. А. Величко. Москва: Наука, 1982. С. 92–109.
26. Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. Москва: Издательство Академии Наук СССР, 1961. С. 27–71.
27. Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии / под ред. К. К. Марков. Москва: ОГИЗ, 1948. 224 с.
28. Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. Москва: МГУ, 1960. С. 66–100.
29. Девятова Э. И. Палинологическая характеристика верхнечетвертичных отложений Карелии // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита / под ред. Г. С. Бискэ. Ленинград: Наука, 1972. С. 59–96.
30. Девятова Э. И. Природная среда позднего плейстоцена и её влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
31. Дуданова В. И. Магнитостратиграфия среднего–верхнего неоплейстоцена Приневья (разрез «Эталон»). Магистерская диссертация // 2023.
32. Дуданова В. И., Веселовский Р. В., Ручкин М. В., Шитов М. В. Экскурс геомагнитного поля Блейк в разрезе микулинских межледниковых отложений Приневской низменности // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. [В печати].
33. Дуданова В. И., Веселовский Р. В., Шитов М. В. Первые результаты петро- и палеомагнитного изучения опорного разреза среднего–верхнего плейстоцена в карьере завода

им. Свердлова // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Выпуск 8 / под ред. Е. А. Гусева. Санкт-Петербург: ААНИИ, 2021. С. 318–322.

34. Дуданова В. И., Шитов М. В., Бискэ Ю. С. Новые данные по истории Невы // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Марковские чтения 2020. Москва: Географический факультет МГУ, 2020. С. 117–122.

35. Жузе А. П., Прошкина-Лавренко А. И., Шешукова-Порецкая В. С. Глава VI. Методика исследования // Диатомовые водоросли в СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Ленинград: Наука. Ленинградское отделение, 1974. С. 50–79.

36. Земляков Б. Ф. Четвертичная геология Карелии. Петрозаводск: Гос. типография им. Анохина, 1936. 103 с.

37. Земляков Б. Ф., Покровская И. М., Шешукова В. С. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско-Беломорском соединении // Труды Советской секции АИЧПЕ. 1941. Т. 5. С. 156–180.

38. Знаменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений // Доклады АН СССР. 1959. Т. 129. № 2. С. 401–404.

39. Знаменская О. М., Черемисинова Е. А. Новые данные о морских межледниковых отложениях в районе Эльблонгской возвышенности // Вестник Ленинградского университета. 1970. Т. 18. С. 86–101.

40. Знаменская О. М., Черемисинова Е. А. Распространение Мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Ленинград: Гостоптехиздат, 1962. С. 140–160.

41. Краснов И. И., Арсланов Х. А., Казарцева Т. И., Тертычная Т. В., Чернов С. Б., Плешивцева Э. С. Опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений в Приневской низменности в карьере Келколово // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 88–99.

42. Краснов И. И., Рейнеке В. И. О газоносности четвертичных отложений Ленинградской области // Природные газы. Сборник 11. Ленинград, Москва: ОНТИ НКТП. Главная редакция геологоразведочной и геодезической литературы, 1936. С. 3–32.

43. Крукле М. Я., Лусиня Л. А., Стелле В. Я. Разрез плейстоценовых отложений у нас. п. Фелицианова // Труды Института геологии АН Латвийской ССР. 1963. Т. XI. С. 7–30.

44. Кузнецов В. Ю., Максимов Ф. Е. Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. Санкт-Петербург: Наука, 2012. 191 с.

45. Куприянова Л. А., Алешина Л. А. Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. *Lamiaceae-Zygophyllaceae*. Ленинград: Наука. Ленинградское отделение, 1978. 184 с.
46. Куприянова Л. А., Алешина Л. А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Ленинград: Наука, 1972. 171 с.
47. Лаврова М. А. Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии Севера СССР и земской в Западной Европе // *Морские берега. Труды Института геологии АН ЭССР*. 1961. Т. 8. С. 65–88.
48. Лаврова М. А. О Балтийско-Беломорском межледниковом соединении // *Труды II Всесоюзного географического съезда. Том II*. 1948. С. 177–187.
49. Лаврова М. А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме // *Труды Института географии АН СССР*. 1946. Т. 37. С. 64–79.
50. Лаврова М. А. Основной разрез отложений верхнего плейстоцена Ленинградского района // *Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР*. Ленинград: Гостопотехиздат, 1962. С. 125–139.
51. Лаврова М. А. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений гор. Петрозаводска и р. Мги // *Труды Советской секции по изучению четвертичного периода*. 1939. Т. 4. С. 59–61.
52. Лаврова М. А., Гричук М. П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях // *Доклады Академии Наук*. 1960. Т. 135. № 6. С. 1472–1475.
53. Лак Г. Ц. Диатомовая флора морских и озёрных надморенных отложений в котловине Ладожского озера / под ред. Г. С. Бискэ. Петрозаводск: Карелия, 1976. 64 с.
54. Лийвранд Э. Д. Региональный стратотип морских ээмских отложений – Суур-Прангли // *Известия Академии Наук Эстонской ССР. Геология*. 1987. Т. 36. № 1. С. 20–26.
55. Лийвранд Э. Д. Значение переотложенной пыльцы межледниковых термофильных древесных пород в стратиграфии // *Известия Академии Наук Эстонской ССР. Том 31. Геология*. 1982. Т. 2. С. 75–79.
56. Лийвранд Э. Д. Переотложенные пыльца и споры в плейстоценовых отложениях и их роль в стратиграфии // *Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях* / под ред. Т. Д. Бартош. Рига: Зинатне, 1976. С. 166–178.
57. Лийвранд Э. Д., Вальт И. Результаты спорово-пыльцевого анализа межморенных морских отложений на острове Прангли // *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. 1966. Т. 31. С. 117–119.

58. Лудикова А. В. Диатомовые комплексы ранневалдайских отложений в котловине Ладожского озера // Вопросы современной альгологии. 2019. Т. 2(20). С. 225–228.
59. Лудикова А. В. Диатомовые водоросли позднеледниковых отложений Ладожского озера // Актуальные проблемы современной палинологии: Материалы XIV Всероссийской палинологической конференции / под ред. Н. С. Болиховской, Т. С. Ключиткиной. Москва: Географический факультет МГУ, 2017. С. 163–165.
60. Лысаков В. С. Об экситонах в кристаллическом кварце // Вестник ОГУ. 2003. Т. 1. С. 37–40.
61. Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю. Новая версия $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования верхне-и среднелепистоценовых погребенных органогенных отложений // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2010. Т. 4. С. 94–106.
62. Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю., Григорьев В. А., Левченко С. Б., Петров А. Ю., Баранова Н. Г. О хронологии микулинского межледниковья по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования континентальных отложений Восточно-Европейской равнины. [Препринт].
63. Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю., Савельева Л. А., Григорьев В. А., Петров А. Ю., Фоменко А. П., Баранова Н. Г. К вопросу о временных границах микулинского межледниковья и его отдельных фаз // Пути эволюционной географии. Выпуск 2: Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22–25 ноября 2021 г.) / под ред. А. В. Панина, О. К. Борисовой, Е. А. Константинова, Е. И. Куренковой, С. Н. Тимиревой, Ю. М. Кононова. Москва: Институт географии РАН, 2021. С. 812–816.
64. Максимов Ф. Е., Савельева Л. А., Левченко С. Б., Григорьев В. А., Петров А. Ю., Фоменко А. П., Хребтиевский В. В., Кузнецов В. К вопросу о хронологии микулинского межледниковья на северо-западе Русской равнины // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 7 / под ред. Е. А. Гусева. Санкт-Петербург: ААНИИ, 2020. С. 322–326.
65. Максимов Ф. Е., Савельева Л. А., Попова С. С., Зюганова И. С., Григорьев В. А., Левченко С. Б., Петров А. Ю., Фоменко А. П., Панкратова Л. А., Кузнецов В. Хроностратиграфическое положение микулинских отложений (на примере опорного разреза у д. Нижняя Боярщина, Смоленская область) // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 3. С. 447–469.
66. Малаховский Д. Б., Знаменская О. М., Рухина Е. В. Мгинская морская межледниковая толща Северо-Запада РСФСР // Палеогеография озёрных и морских бассейнов Северо-Запада в плейстоцене / под ред. Д. Б. Малаховского, Д. Д. Квасова. Ленинград: ГО СССР, 1989. С. 44–60.

67. Малаховский Д. Б., Котлукова И. В., Спиридонов М. А. Проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Северо-Запада России // Региональная геология и металлогения. 2000. Т. 12. С. 24–33.

68. Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А., Котлукова И. В., Баканова И. П., Буслович А. Л., Квасов Д. Д. Валдайский горизонт // Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР / под ред. Д. Б. Малаховского, К. К. Маркова. Ленинград: Наука. Ленинградское отделение, 1969. С. 133–177.

69. Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А., Рухина Е. В. Верхнечетвертичные отложения. Микулинский (мгинский) горизонт // Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР: Ленинградская, Псковская и Новгородская области. К VIII конгрессу INQUA. Франция. 1969 / под ред. Д. Б. Малаховского, К. К. Маркова. Ленинград: Наука. Ленинградское отделение, 1969. С. 111–133.

70. Малясова Е. С. Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского полуострова, Карелии и Карельского перешейка // Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений. Ленинград: ЛГУ, 1960. С. 42–91.

71. Молодьков А. Н., Краснов И. И. Об абсолютном возрасте раковин моллюска *Portlandia arctica* из мгинских отложений приневской низменности (в окрестностях С.-Петербурга) // Всероссийское совещание «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. С. 323–324.

72. Москвитин А. И. Молого-Шекснинское межледниковое озеро // Труды ГИН. Геологическая серия. 1947. Т. 88. № 26. С. 5–18.

73. Москвитин А. И. Плейстоцен европейской части СССР (критический обзор литературных данных) // Труды ГИН. 1965. Т. 123. С. 1–180.

74. Назаров Д. В. Четвертичные отложения центральной части западно-сибирской Арктики. Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук // 2011.

75. Недешева Г. Н. Микрофаунистическая характеристика морских отложений мгинского опорного разреза // Вестник МГУ. Серия географическая. 1972. № 5. С. 108–110.

76. Нежиховский Р. А. Река Нева и Невская губа. Ленинград: Гидрометеиздат, 1981. 112 с.

77. Новенко Е. Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. Москва: ГЕОС, 2016. 228 с.

78. Новиков И. С., Назаров Д. В., Михаревич М. В., Гладышева А. С., Ручкин М. В., Прудников С. Г. К проблеме воздействия Азасского ледникового щита на формирование подпрудных озер в неоплейстоцене Тувы на примере Верхнехаральского палеоозера // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 5. С. 720–734.

79. Плешивцева Э. С. Палинологическое изучение разреза мгинских морских отложений скважины 10 «Кирпичный завод им. Свердлова» (Ленинградская область) // Био- и геособытия в истории Земли. Этапность эволюции и стратиграфическая корреляция. Материалы LXIX сессии Палеонтологического общества при РАН / под ред. А. Ю. Розанова и др. Санкт-Петербург: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2023. С. 176–177.

80. Плешивцева Э. С. Палинологическая характеристика стратотипического разреза мгинских морских отложений микулинского межледниковья // XIII российская палинологическая конференция. Проблемы современной палинологии. Том 2. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 166–171.

81. Плешивцева Э. С. История палинологического изучения стратиграфии четвертичных отложений (Ленинградская, Псковская, Новгородская и Вологодская области) // Сборник статей сотрудников ФГУП «Петербургская комплексная геологическая экспедиция», посвященный 60-летию организации / под ред. О. В. Васина, В. А. Коровкина. Санкт-Петербург: ФГУП «ПКГЭ», 2011. С. 53–81.

82. Покровская И. М. Основные этапы в развитии растительности в течение четвертичного периода на территории европейской части СССР // 1954. С. 245–259.

83. Покровская И. М. О межморенных отложениях р. Мги // Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA). 1936. Т. 2. С. 25–31.

84. Покровская О. А. Введение в спорово-пыльцевой анализ. Ленинград, 1950. 460 с.

85. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий / под ред. А. И. Жамойда. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002. 56 с.

86. Потулова Н. В. Геологическое строение Невы между Мгой и Тосной. (Предварительный отчет о летних работах 1921 года) // Известия Геологического Комитета. 1922. Т. 41. № 2–5. С. 109–126.

87. Потулова Н. В. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Ленинградской губернии // Известия Геологического Комитета. 1924. Т. 43. № 9. С. 1209–1236.

88. Потулова Н. В. Научная хроника // Геологический вестник. 1921. Т. 4. № 1–6. С. 187.

89. Потулова Н. В. Межледниковые отложения реки Мги // Путеводитель экскурсий второй четвертичной геологической конференции. Москва-Ленинград, 1932. С. 2–33.

90. Раукас А. В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин: Валгус, 1978. 310 с.

91. Раукас А. В., Лийвранд Э. Д. Плейстоценовые отложения в разрезе скважины Вяэна-Йыесуу (Северная Эстония) и их генезис // Известия Академии Наук Эстонской ССР. Химия и Геология. 1971. Т. 20. № 1. С. 60–72.

92. Руденко О. В., Талденкова Е. Е., Баух Х. А., Овсепян Я. С. Новые данные к палинотригафии микулинских (эмских) отложений в низовьях реки Пёза (северо-восток Беломорского региона) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 206–227.

93. Ручкин М. В., Шитов М. В., Дуданова В. И., Шухвостов Р. С., Беляев П. Ю. Завод им. Свердлова (Эталон) – опорный разрез верхнего неоплейстоцена Северо-Запада Русской равнины // Пути эволюционной географии. Выпуск 2: Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22–25 ноября 2021 г.) / под ред. А. В. Панина, О. К. Борисовой, Е. А. Константинова, Е. И. Куренковой, С. Н. Тимиревой, Ю. М. Кононова. Москва: Институт географии РАН, 2021. С. 839–843.

94. Савельева Л. А. Особенности миграции ели и ольхи в голоцене на северо-западе европейской части России. Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук // 2007.

95. Селиванова В. А. Геологическая карта СССР (дочетвертичные отложения). Масштаб 1:200 000. Серия Ильменская. О-36-I / под ред. Т. Н. Алихова. Москва: Госгеолтехиздат, 1962.

96. Серебрянный Л. Р. Динамика распространения некоторых древесных пород на Северо-Западе СССР в позднеледниковое время // Палинология голоцена / под ред. М. И. Нейштадта. Москва: Наука, 1971. С. 17–31.

97. Скороход В. З. Фауна межледниковых отложений р. Мги // Материалы по четвертичной геологии СССР, часть 1. Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения НКТП СССР. 1932. Т. 225. С. 82–93.

98. Соколова Л. Ф., Малясова Е. С., Вишневская Е. М., Лаврова М. А. Новая находка мгинских межледниковых отложений в центральной части Карельского перешейка // Вестник Ленинградского университета. 1972. № 12. С. 124–131.

99. Старик И. Е., Арсланов Х. А., Малаховский Д. Б. О возрасте мгинской межледниковой морской толщи по данным радиоуглеродного метода // Доклады АН СССР. 1964. Т. 157. № 6. С. 1369–1372.

100. Сукачёв В. Н. Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена // Материалы по четвертичному периоду СССР. Ленинград, Москва: Изд. АН СССР, 1936. С. 62–89.

101. Таваст Э., Раукас А. В. Рельеф коренных пород Эстонии. Таллин: Валгус, 1982. 194 с.

102. Усикова Т. В., Малясова Е. С. К вопросу о происхождении камовых возвышенностей окрестностей Ленинграда // *Baltica*. 1965. Т. 2. С. 261–280.

103. Чеботарёва Н. С. Новый разрез с днепровско-валдайскими межледниковыми отложениями на р. Каспле у с. Верхняя Боярщина // *Материалы по палеогеографии*. Вып. 1. Москва: МГУ, 1954. С. 69–81.

104. Чепурная А. А. Пространственно-временной анализ динамики растительности в пределах лесной зоны Восточно-Европейской равнины в микулинское межледниковье (по палинологическим данным). Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук // 2009.

105. Чепурная А. А. Особенности миграции широколиственных пород по территории Восточно-Европейской равнины в микулинское межледниковье // *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. 2009. Т. 4. С. 69–77.

106. Черемисинова Е. А. К вопросу о возрасте морских межледниковых отложений на р. Мге Ленинградской области // *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. 1960. Т. 25. С. 50–70.

107. Черемисинова Е. А. Морская диатомовая флора в районе р. Вытегры (Онежско-Белозерский водораздел) // *Доклады АН СССР*. 1962. Т. 145. № 4. С. 891–894.

108. Черемисинова Е. А. Морская диатомовая флора четвертичных отложений котловины Ладожского озера // *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. 1957. Т. 21. С. 105–112.

109. Черемисинова Е. А. Палеогеография мгинского моря (на основе данных диатомового анализа) // *Доклады АН СССР*. 1959. Т. 129. № 2. С. 416–419.

110. Черемисинова Е. А. Морская диатомовая флора межледниковых отложений в долине рр. Мги и Вытегры и в котловине Ладожского озера. Автореферат дис. на соискание учен. степ. канд. биол. наук // 1952.

111. Черемисинова Е. А. Диатомовые морских межледниковых отложений Эстонской ССР // *Доклады АН СССР*. 1961. Т. 141. № 3. С. 698–700.

112. Шешукова В. С. Диатомовые четвертичных отложений // *Диатомовый анализ*. Книга 1 / под ред. А. И. Прошкиной-Лавренко. Москва-Ленинград: Государственное издательство геологической литературы, 1949. С. 153–180.

113. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. Москва: Наука, 1972. 228 с.

114. Яковлев С. А. Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Ленинград: 2-я тип. Транспечати НКПС им. т. Лоханкова, 1926. 186 с.

115. Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1947. Т. 9. С. 5–14.
116. Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений русской равнины (стратиграфия) // Труды Всесоюзного научно-исследовательского геологического института ВСЕГЕИ Министерства геологии и охраны недр СССР. Новая Серия. 1956. Т. 17. С. 1–314.
117. Янишевский М. Э. Геологический очерк западной части 41-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР // Труды Главного Геолого-Разведочного Управления ВСНХ СССР. 1931. Т. 78. С. 1–38.
118. Янишевский М. Э. Краткий предварительный отчёт о геологических работах в 41-м листе 10-верстной карты Европейской России в 1923 году // Известия Геологического Комитета. 1924. Т. 43. № 6. С. 667–695.
119. Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogases in Postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur stenzeitlichen Besiedelung // Fennia. 1915. Vol. 38. No. 3. P. 157.
120. Aitken M. J. Thermoluminescence Dating. London etc.: Academic press, 1985. 359 p.
121. Aitken M. J. Optical dating: a non-specialist review // Quaternary Science Reviews. 1994. Vol. 13. No. 5–7. P. 503–508.
122. Alexanderson H., Murray A. S. Luminescence signals from modern sediments in a glaciated bay, NW Svalbard // Quaternary Geochronology. 2012. Vol. 10. P. 250–256.
123. Allen J. R. M., Huntley B. Last Interglacial palaeovegetation, palaeoenvironments and chronology: a new record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy // Quaternary Science Reviews. 2009. Vol. 28. No. 15–16. P. 1521–1538.
124. Andersen S. T. Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial) // Danmarks Geologiske Undersøgelse II. Række. 1961. Vol. 75. P. 1–175.
125. Andersen S. T. The Eemian freshwater deposit at Egernsund, South Jylland, and the Eemian landscape development in Denmark // Danmarks Geologiske Undersøgelse. Årbog 1974 / ed. L. B. Rasmussen, O. Michelsen. København: I kommission hos C.A. Reitzels Forlag, 1975. P. 49–70.
126. Andersen S. T. New Investigations of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland: A Preliminary Report // Quaternary Science Journal. 1957. Vol. 8. No. 1. P. 181–186.
127. Andreev A. A., Shumilovskikh L. S., Savelieva L. A., Gromig R., Fedorov G. B., Ludikova A. V., Wagner B., Wennrich V., Brill D., Melles M. Environmental conditions in northwestern Russia during MIS 5 inferred from the pollen stratigraphy in a sediment core from Lake Ladoga // Boreas. 2019. Vol. 48. No. 2. P. 377–386.

128. Anechitei-Deacu V., Timar-Gabor A., Constantin D., Trandafir-Antohei O., Valle L. Del, Fornós J. J., Gómez-Pujol L., Wintle A. G. Assessing the maximum limit of SAR-OSL dating using quartz of different grain sizes // *Geochronometria*. 2018. Vol. 45. No. 1. P. 146–159.
129. Astakhov V. I., Nazarov D. V. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. No. 25–26. P. 3615–3629.
130. Autzen M., Andersen C. E., Bailey M., Murray A. S. Calibration quartz: An update on dose calculations for luminescence dating // *Radiation Measurements*. 2022. Vol. 157.
131. Bailey R. M., Smith B. W., Rhodes E. J. Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL // *Radiation Measurements*. 1997. Vol. 27. No. 2. P. 123–136.
132. Ballarini M., Wallinga J., Wintle A. G., Bos A. J. J. A modified SAR protocol for optical dating of individual grains from young quartz samples // *Radiation Measurements*. 2007. Vol. 42. No. 3. P. 360–369.
133. Baltrūnas V., Maksimov F. E., Kuznetsov V. Y., Karmaza B., Katinas V. Geochronology and palaeomagnetic records of the snaigupėlė section in South Lithuania // *Geochronometria*. 2015. Vol. 42. No. 1. P. 172–181.
134. Baltrūnas V., Šeiriene V., Molodkov A. N., Zinkute R., Katinas V., Karmaza B., Kisieliene D., Petrošius R., Taraškevičius R., Piličiauskas G., Schmölcke U., Heinrich D. Depositional environment and climate changes during the late Pleistocene as recorded by the Netiesos section in southern Lithuania // *Quaternary International*. 2013. Vol. 292. P. 136–149.
135. Banerjee D., Murray A. S., Bøtter-Jensen L., Lang A. Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains // *Radiation Measurements*. 2001. Vol. 33. No. 1. P. 73–94.
136. Banham P. H. Glacitectorites in till stratigraphy // *Boreas*. 1977. Vol. 6. No. 2. P. 101–105.
137. Barré M., Lamothe M. Luminescence dating of archaeosediments: A comparison of K-feldspar and plagioclase IRSL ages // *Quaternary Geochronology*. 2010. Vol. 5. No. 2–3. P. 324–328.
138. Beets D. J., Beets C. J., Cleveringa P. Age and climate of the late Saalian and early Eemian in the type-area, Amsterdam basin, The Netherlands // *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. No. 9–10. P. 876–885.
139. Bennett M. R., Glasser N. F. *Glacial geology: ice sheets and landforms*. 2nd Edition. Wiley-Blackwell, 2009. 385 p.
140. Berner R. A. Sedimentary pyrite formation: An update // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. Vol. 48. No. 4. P. 605–615.
141. Berner R. A. Sedimentary pyrite formation // *American Journal of Science*. 1970. Vol. 268. No. 1. P. 1–23.

142. Berner R. A. thermodynamic stability of sedimentary iron sulfides // *American Journal of Science*. 1967. Vol. 265. No. 9. P. 773–785.
143. Berner R. A., Raiswell R. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks // *Geology*. 1984. Vol. 12. No. 6. P. 365–368.
144. Blaauw M., Christen J. A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // *Bayesian Analysis*. 2011. Vol. 6. No. 3. P. 457–474.
145. Blaauw M., Christen J. A., Aquino Lopez M. A., Esquivel Vazquez J., Gonzalez V. O. M., Belding T., Theiler J., Gough B., Karney C. Package ‘rbacon’. Version 2.5.8. Age-Depth Modelling using Bayesian Statistics // 2022.
146. Blanchet C. L., Thouveny N., Vidal L., Leduc G., Tachikawa K., Bard E., Beaufort L. Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach // *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26. No. 25–28. P. 3118–3133.
147. Blott S. J., Pye K. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2001. Vol. 26. No. 11. P. 1237–1248.
148. Boettger T., Novenko E. Y., Velichko A. A., Borisova O. K., Kremenetski K. V., Knetsch S., Junge F. W. Instability of climate and vegetation dynamics in Central and Eastern Europe during the final stage of the Last Interglacial (Eemian, Mikulino) and Early Glaciation // *Quaternary International*. 2009. Vol. 207. No. 1–2. P. 137–144.
149. Bolikhovskaya N. S., Molodkov A. N. Dynamics of Pleistocene Paleoclimatic Events: A Reconstruction Based on Palynological and Electron Spin Resonance Studies in North Eurasia // *Archaeology Ethnology and Anthropology of Eurasia*. 2002. Vol. 2. No. 10. P. 2–21.
150. Börner A., Hrynowiecka A., Kuznetsov V. Y., Stachowicz-Rybka R., Maksimov F. E., Grigoriev V. A., Niska M., Moskal-del Hoyo M. Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of Eemian interglacial peat sequence of Banzin (Mecklenburg-Western Pomerania, NE-Germany) // *Quaternary International*. 2015. Vol. 386. P. 122–136.
151. Börner A., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Niska M., Moskal-del Hoyo M., Kuznetsov V. Y., Maksimov F. E., Petrov A. Y. Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of the Eemian Interglacial peat sequence from Neubrandenburg-Hinterste Mühle (Mecklenburg-Western Pomerania, NE Germany) // *Quaternary International*. 2018. Vol. 467. P. 62–78.
152. Bøtter-Jensen L., Andersen C. E., Duller G. A. T., Murray A. S. Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements // *Radiation Measurements*. , 2003. P. 535–541.

153. Bøtter-Jensen L., Bulur E., Duller G. A. T., Murray A. S. Advances in luminescence instrument systems // *Radiation Measurements*. 2000. Vol. 32. No. 5. P. 523–528.
154. Bøtter-Jensen L., Duller G. A. T., Murray A. S., Banerjee D. Blue light emitting diodes for optical stimulation of quartz in retrospective dosimetry and dating // *Radiation Protection Dosimetry*. 1999. Vol. 84. No. 1–4. P. 335–340.
155. Bøtter-Jensen L., Thomsen K. J., Jain M. Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry // *Radiation Measurements*. 2010. Vol. 45. No. 3–6. P. 253–257.
156. Brander G. Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland // *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*. 1937. No. 118. P. 1–75.
157. Brander G. Zur Deutung der intramoränen Tonablagerung an der Mga, unweit von Leningrad // *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*. 1937. No. 119. P. 93–112.
158. Brauer A., Allen J. R. M., Mingram J., Dulski P., Wulf S., Huntley B. Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2007. Vol. 104. No. 2. P. 450–455.
159. Brigham-Grette J. New perspectives on Beringian Quaternary paleogeography, stratigraphy, and glacial history // *Quaternary Science Reviews*. 2001. Vol. 20. No. 1–3. P. 15–24.
160. Buylaert J.-P., Jain M., Murray A. S., Thomsen K. J., Thiel C., Sohbati R. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments // *Boreas*. 2012. Vol. 41. P. 435–451.
161. Buylaert J.-P., Murray A. S., Thomsen K. J., Jain M. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar // *Radiation Measurements*. 2009. Vol. 44. No. 5–6. P. 560–565.
162. Buylaert J.-P., Vandenberghe D. A. G., Murray A. S., Huot S., De Corte F., Van Den Haute P. Luminescence dating of old (>70 ka) Chinese loess: A comparison of single-aliquot OSL and IRSL techniques // *Quaternary Geochronology*. 2007. Vol. 2. No. 1–4. P. 9–14.
163. Calvert S. E., Pedersen T. F. Chapter Fourteen Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application // *Developments in Marine Geology*. 2007. T. 1. P. 567–644.
164. CAPE-LIP Members, Anderson P., Bennike O., Bigelow N., Brigham-Grette J., Duvall M., Edwards M., Fréchette B., Funder S., Johnsen S., Knies J., Koerner R., Lozhkin A., Marshall S., Matthiessen J., et al. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change // *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. No. 13–14. P. 1383–1400.

165. Caspers G. Die eem- und weichselzeitliche Hohlform von Groß Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen) — Geologische und palynologische Untersuchungen zu Vegetation und Klimaverlauf der letzten Kaltzeit // Schriftenreihe Deutsche Geologische Gesellschaft. 1997. Vol. 4. P. 7–59.
166. Chapot M. S., Roberts H. M., Duller G. A. T., Lai Z. P. A comparison of natural- and laboratory-generated dose response curves for quartz optically stimulated luminescence signals from Chinese Loess // *Radiation Measurements*. 2012. Vol. 47. No. 11–12. P. 1045–1052.
167. Cleve-Euler A. Das letztinterglaziale Baltikum und die Diatomeenanalyse // Beihefte zum Botanischen Centralblatt. Abteilung B. 1940. Vol. 60. No. 3. P. 287–334.
168. Constantin D., Begy R., Vasiliniuc S., Panaiotu C., Necula C., Codrea V., Timar-Gabor A. High-resolution OSL dating of the Costinești section (Dobrogea, SE Romania) using fine and coarse quartz // *Quaternary International*. 2014. Vol. 334–335. P. 20–29.
169. Cresswell A. J., Carter J., Sanderson D. C. W. Dose rate conversion parameters: Assessment of nuclear data // *Radiation Measurements*. 2018. Vol. 120. P. 195–201.
170. Cunningham A. C., Buylaert J.-P., Murray A. S. Attenuation of beta radiation in granular matrices: implications for trapped-charge dating // *Geochronology*. 2022. Vol. 4. P. 517–531.
171. Cunningham A. C., Wallinga J. Selection of integration time intervals for quartz OSL decay curves // *Quaternary Geochronology*. 2010. Vol. 5. No. 6. P. 657–666.
172. Cuven S., Francus P., Lamoureux S. F. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic // *Journal of Paleolimnology*. 2010. Vol. 44. No. 3. P. 803–817.
173. Degering D., Krbetschek M. R. Dating of interglacial sediments by luminescence methods // *The Climate of Past Interglacials. Developments in Quaternary Science* / ed. F. Sirocko, M. Claussen, M. F. Sanchez Goni, T. Litt. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 157–172.
174. Döös K., Meier H. E. M., Döscher R. The Baltic haline conveyor belt or the overturning circulation and mixing in the Baltic // *Ambio*. 2004. Vol. 33. No. 4–5. P. 261–266.
175. Duller G. A. T. *Analyst v4.57 User Manual* // 2018. P. 1–111.
176. Duller G. A. T. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements // *Radiation Measurements*. 2003. Vol. 37. No. 2. P. 161–165.
177. Duller G. A. T. The Analyst software package for luminescence data: overview and recent improvements // *Ancient TL*. 2015. Vol. 33. No. 1. P. 35–42.
178. Durcan J. A., Duller G. A. T. The fast ratio: A rapid measure for testing the dominance of the fast component in the initial OSL signal from quartz // *Radiation Measurements*. 2011. Vol. 46. No. 10. P. 1065–1072.

179. Durcan J. A., King G. E., Duller G. A. T. DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating // *Quaternary Geochronology*. 2015. Vol. 28. P. 54–61.
180. Duval M., Guilarte V., Campaña Lozano I., Arnold L. J., Miguens Rodríguez L., Iglesias Cibanal J., González-Sierra S. Quantifying hydrofluoric acid etching of quartz and feldspar coarse grains based on weight loss estimates: implication for ESR and luminescence dating studies // *Ancient TL*. 2018. Vol. 36. No. 1. P. 1–14.
181. Eriksson B. The Eemian pollen stratigraphy and vegetational history of Ostrobothnia, Finland // *Bulletin - Geological Survey of Finland*. 1993. Vol. 372. P. 1–36.
182. Eriksson B., Grönlund T., Uutela A. Biostratigraphy of Eemian sediments at Mertuanoja, Pohjanmaa (Ostrobothnia), western Finland // *Boreas*. 1999. Vol. 28. No. 2. P. 274–291.
183. Feathers J. K. Single-grain OSL dating of sediments from the Southern High Plains, USA // *Quaternary Science Reviews*. 2003. Vol. 22. No. 10–13. P. 1035–1042.
184. Firbas F. Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme // *Danmarks Geologiske Undersøgelse. II. Række*. 1954. Vol. 80. P. 12–21.
185. Fleming S.J. The acquisition of radioluminescence by ancient ceramics: PhD Thesis. 1969.
186. Folk R. L., Ward W. C. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters // *Journal of Sedimentary Research*. 1957. Vol. 27. No. 1. P. 3–26.
187. Folz E., Mercier N. Single-aliquot OSL protocol using bracketing regenerative doses to accurately determine equivalent doses in quartz // *Radiation Measurements*. 1999. Vol. 30. No. 4. P. 477–485.
188. Frechen M., Schweitzer U., Zander A. Improvements in sample preparation for the fine grain technique // *Ancient TL*. 1996. Vol. 14. No. 2. P. 15–17.
189. Frenzel B., Bludau W. On the duration of the interglacial to glacial transition at the end of the Eemian interglacial (Deep Sea Stage 5 E): botanical and sedimentological evidence // *Abrupt climatic change. Proc.* 1985. 1987. P. 151–162.
190. Funder S., Balic-Zunic T. Hypoxia in the Eemian: Mollusc faunas and sediment mineralogy from Cyprina Clay in the southern Baltic region // *Boreas*. 2006. Vol. 35. No. 2. P. 367–377.
191. Funder S., Demidov I. N., Yelovicheva Y. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea-North Sea seaway in the Eemian // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. Vol. 184. No. 3–4. P. 275–304.
192. Gibbard P., Glaister C. Pollen stratigraphy of the Late Pleistocene sediments at Mommark, Als, South Denmark // *Boreas*. 2006. Vol. 35. No. 2. P. 332–348.
193. Giesecke T., Bennett K. D., Birks H. J. B., Bjune A. E., Bozilova E., Feurdean A., Finsinger W., Froyd C., Pokorný P., Rösch M., Seppä H., Tonkov S., Valsecchi V., Wolters S. The pace of

Holocene vegetation change - testing for synchronous developments // *Quaternary Science Reviews*. 2011. Vol. 30. No. 19–20. P. 2805–2814.

194. Glaister C. G., Gibbard P. L. Pollen stratigraphy of late pleistocene marine sediments at Norre Lyngby and Skagen, North Denmark // *Quaternary Science Reviews*. 1998. Vol. 17. No. 9–10. P. 839–854.

195. Godfrey-Smith D. I., Huntley D. J., Chen W. H. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts // *Quaternary Science Reviews*. 1988. Vol. 7. P. 373–380.

196. Govin A., Capron E., Tzedakis P. C., Verheyden S., Ghaleb B., Hillaire-Marcel C., St-Onge G., Stoner J. S., Bassinot F., Bazin L., Blunier T., Combourieu-Nebout N., El Ouahabi A., Genty D., Gersonde R., et al. Sequence of events from the onset to the demise of the Last Interglacial: Evaluating strengths and limitations of chronologies used in climatic archives // *Quaternary Science Reviews*. 2015. T. 129. P. 1–36.

197. Gromig R., Wagner B., Wennrich V., Fedorov G. B., Savelieva L. A., Lebas E., Krastel S., Brill D., Andreev A. A., Subetto D. A., Melles M. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments // *Boreas*. 2019. Vol. 48. No. 2. P. 330–348.

198. Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M. S., Glaister C. Last interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*. 2006. Vol. 35. No. 3. P. 493–520.

199. Hahne J., Kemle S., Merkt J., Meyer K.-D. Eem-, weichsel- und saalezeitliche Ablagerungen der Bohrung "QuakenbrückGE2" // *Geologisches Jahrbuch A*. 1994. Vol. 134. P. 9–69.

200. Haila H., Miettinen A., Eronen M. Diatom succession of a dislocated Eemian sediment sequence at Mommark, South Denmark // *Boreas*. 2006. Vol. 35. No. 2. P. 378–384.

201. Hansen V., Murray A. S., Buylaert J.-P., Yeo E. Y., Thomsen K. J. A new irradiated quartz for beta source calibration // *Radiation Measurements*. 2015. Vol. 81. P. 123–127.

202. Harff J., Endler R., Emelyanov E., Kotov S., Leipe T., Moros M., Olea R., Tomczak M., Witkowski A. Late Quaternary Climate Variations Reflected in Baltic Sea Sediments // *The Baltic Sea basin: Central and Eastern European development studies*. Springer, 2011. P. 99–132.

203. Hart J. K., Boulton G. S. The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment // *Quaternary Science Reviews*. 1991. Vol. 10. No. 4. P. 335–350.

204. Head M. J. Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southwestern Baltic Sea based on dinoflagellate cysts from Ristinge Klint, Denmark // *Geological Magazine*. 2007. Vol. 144. No. 6. P. 987–1013.

205. Head M.J., Pillans B., Zalasiewicz J.A., the ICS Subcommittee on Quaternary Stratigraphy. Formal ratification of subseries for the Pleistocene Series of the Quaternary System // International Union of Geological Sciences. 2021. Vol. 44, № 3. P. 241–247.

206. Head M. J., Seidenkrantz M. S., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L., Gibbard P. L. Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts // Quaternary International. 2005. Vol. 130. No. 1. P. 3–30.

207. Hearty P. J., Hollin J. T., Neumann A. C., O’Leary M. J., McCulloch M. Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e) // Quaternary Science Reviews. 2007. Vol. 26. No. 17–18. P. 2090–2112.

208. Heck H.-L. Die Eem- und ihre begleitenden Junginterglazial-Ablagerungen bei Oldenbüttel in Holstein // Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt. 1932. Vol. 140. P. 80.

209. Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years // Quaternary Research. 1988. Vol. 29. No. 2. P. 142–152.

210. Helmens K. F. The last interglacial-glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 86. P. 115–143.

211. Hinsch W. Die Molluskenfauna des Eem-Interglazials von Offenbüttel—Schnittlohe (Nord-Ostsee-Kanal, Westholstein) // Geologisches Jahrbuch Reihe A. 1985. No. 86. P. 49–62.

212. Hoffmann D., Woda C., Lomitschka M., Mangini Ä. Untersuchungen zur ESR-Datierung eemzeitlicher Muscheln aus Schleswig-Holstein // Meyniana. 1999. Vol. 51. P. 113–124.

213. Huerta-Diaz M. A., Morse J. W. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. Vol. 56. No. 7. P. 2681–2702.

214. Huntley D. J., Baril M. R. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating // Ancient TL. 1997. Vol. 15. P. 11–13.

215. Huntley D. J., Godfrey-Smith D. I., Haskell E. H. Light-induced emission spectra from some quartz and feldspars // Nuclear Tracks and Radiation Measurements. 1991. Vol. 18. No. 1/2. P. 127–131.

216. Huntley D. J., Godfrey-Smith D. I., Thewalt M. L. W. Optical dating of sediments // Nature. 1985. Vol. 313. No. 5998. P. 105–107.

217. Huntley D. J., Hancock R. G. V. The Rb contents of the K-feldspar grains being measured in optical dating // Ancient TL. 2001. Vol. 19. P. 43–46.

218. Huntley D. J., Lamothe M. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating // Canadian Journal of Earth Sciences. 2001. Vol. 38. No. 7. P. 1093–1106.

219. Husson F., Josse J. Package ‘missMDA’: Handling Missing Values with Multivariate Data Analysis. Version 1.18 // 2022. P. 1–41.
220. Husson F., Josse J., Le S., Mazet J. Package ‘FactoMineR’: Multivariate Exploratory Data Analysis and Data Mining. Version 2.7 // 2022. P. 1–106.
221. Hütt G. I., Jaek I. V., Tchonka J. Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra // *Quaternary Science Reviews*. 1988. Vol. 7. No. 3–4. P. 381–385.
222. Hyypä E. Bemerkungen über G. Branders Aufsatz „Ein Interglazialfund von Rouhiala in Südost-finnland" und zwei neue Tonfunde auf der karelischen Landenge // *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*. 1937. No. 119. P. 145–170.
223. Ikonen L., Ekman I. Biostratigraphy of the Mikulino interglacial sediments in NW Russia: the Petrozavodsk site and a literature review // *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III Geologica-Geographica*. 2001. Vol. 161. P. 1–88.
224. IPCC. *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / ed. H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, M. S. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Lössche, V. Möller, A. Okem, B. Rama. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2022. 3056 p.*
225. Jacobs Z., Wintle A. G., Duller G. A. T. Optical dating of dune sand from Blombos Cave, South Africa: I - Multiple grain data // *Journal of Human Evolution*. 2003. Vol. 44. No. 5. P. 599–612.
226. Jain M., Ankjærgaard C. Towards a non-fading signal in feldspar: Insight into charge transport and tunnelling from time-resolved optically stimulated luminescence // *Radiation Measurements*. 2011. Vol. 46. No. 3. P. 292–309.
227. Jain M., Murray A. S., Bøtter-Jensen L. Characterization of blue-light stimulated luminescence components in different quartz samples: Implications for dose measurement // *Radiation Measurements*. Vol. 37. No. 4-5. 2003. P. 441–449.
228. Jakowleff S. A. Zur Einteilung der Quartärablagerungen der Umgebung von Petersburg // *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*. 1923. No. 19–20. P. 593–601, 626–634.
229. Jessen K., Milthers V. Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and northwest Germany // *Danmarks geologiske undersøgelse Række II*. 1928. Vol. 48. P. 379.
230. Josse J., Husson F. *missMDA: A package for handling missing values in multivariate data analysis // Journal of Statistical Software*. 2016. Vol. 70.
231. Jung W., Beug H.-J., Dehm R. *Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a.d. Salzach. München, 1972. 131 p.*

232. Kalnina L. Middle and Late Pleistocene environmental changes recorded in the Latvian part of the Baltic Sea basin // *Quaternaria. Seria A: Theses and Research Papers*. 2001. Vol. 9. P. 1–173.
233. Kars R. H., Wallinga J., Cohen K. M. A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating - tests on samples in field saturation // *Radiation Measurements*. 2008. Vol. 43. No. 2–6. P. 786–790.
234. Kassambara A. *Practical Guide to Principal Component Methods in R Multivariate Analysis*. , 2017. 205 p.
235. Kassambara A., Mundt F. Package ‘factoextra’: Extract and Visualize the Results of Multivariate Data Analyses // 2022. P. 84.
236. Kenzler M., Rother H., Hüneke H., Frenzel P., Strahl J., Tsukamoto S., Li Y., Meng S., Gallas J., Frechen M. A multi-proxy palaeoenvironmental and geochronological reconstruction of the Saalian-Eemian-Weichselian succession at Klein Klütz Höved, NE Germany // *Boreas*. 2018. Vol. 47. No. 1. P. 114–136.
237. Knudsen K. L. Foraminiferal Faunas in Eemian Deposits of the Oldenbüttel Area near the Kiel Canal, Germany // *Geologisches Jahrbuch Reihe A*. 1985. Vol. 86. P. 27–47.
238. Knudsen K. L., Jiang H., Gibbard P. L., Kristensen P., Seidenkrantz M. S., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L. Environmental reconstructions of Eemian Stage interglacial marine records in the Lower Vistula area, southern Baltic Sea // *Boreas*. 2012. Vol. 41. No. 2. P. 209–234.
239. Knudsen K. L., Jiang H., Kristensen P., Gibbard P. L., Haila H. Early Last Interglacial palaeoenvironments in the western Baltic Sea: Benthic foraminiferal stable isotopes and diatom-based sea-surface salinity // *Boreas*. 2011. Vol. 40. No. 4. P. 681–696.
240. Kosack B., Lange W. Das Eem-Vorkommen von Offenbüttel/Schnittlohe und die Ausbreitung des Eem-Meeres zwischen Nord- und Ostsee // *Geologisches Jahrbuch Reihe A*. 1985. Vol. 86. P. 3–17.
241. Krause W. E., Krbetschek M. R., Stolz W. Dating 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. P. 387–392.
242. Krbetschek M.R. *Lumineszenz-Datierung quartärer Sedimente Mittel-, Ost- und Nordostdeutschlands: PhD Thesis*. 1995. 122 p.
243. Krbetschek M. R., Rieser U., Zöllner L., Heinicke J. Radioactive disequilibria in palaeodosimetric dating of sediments // *Radiation Measurements*. 1994. Vol. 23. No. 2–3. P. 485–489.
244. Kreutzer S. `calc_FadingCorr()`: Apply a fading correction according to Huntley & Lamothe (2001) for a given g-value and a given t_c . Function version 0.4.3. // *Luminescence: Comprehensive*

Luminescence Dating Data Analysis. R package version 0.9.18. <https://CRAN.R-project.org/package=Luminescence>, 2022.

245. Kreutzer S., Schmidt C., Dewitt R., Fuchs M. The a-value of polymineral fine grain samples measured with the post-IR IRSL protocol // *Radiation Measurements*. 2014. Vol. 69. P. 18–29.

246. Kristensen P., Gibbard P. L., Knudsen K. L., Ehlers J. Last Interglacial stratigraphy at Ristinge Klint, South Denmark // *Boreas*. 2000. Vol. 29. No. 2. P. 103–116.

247. Kristensen P., Knudsen K. L. Palaeoenvironments of a complete Eemian sequence at Mommark, South Denmark: Foraminifera, ostracods and stable isotopes // *Boreas*. 2006. Vol. 35, № 2. P. 349–366.

248. Kukla G. J., Bender M. L., de Beaulieu J. L., Bond G., Broecker W. S., Cleveringa P., Gavin J. E., Herbert T. D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L. D., Knudsen K. L., McManus J. F., Merkt J., Muhs D. R., et al. Last interglacial climates // *Quaternary Research*. 2002. Vol. 58. No. 1. P. 2–13.

249. Kukla G. J., McManus J. F., Rousseau D. D., Chuine I. How long and how stable was the last interglacial? // *Quaternary Science Reviews*. 1997. Vol. 16. No. 6. P. 605–612.

250. Kylander M. E., Ampel L., Wohlfarth B., Veres D. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: New insights from chemical proxies // *Journal of Quaternary Science*. 2011. Vol. 26. No. 1. P. 109–117.

251. Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K., Larsen E., Möller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling // *Boreas*. 2006. Vol. 35. No. 3. P. 539–575.

252. Lamothe M., Auclair M., Hamzaoui C., Huot S. Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL // *Radiation Measurements*. 2003. Vol. 37. No. 4–5. P. 493–498.

253. Lapp T., Kook M., Murray A. S., Thomsen K. J., Buylaert J.-P., Jain M. A new luminescence detection and stimulation head for the Risø TL/OSL reader // *Radiation Measurements*. 2015. Vol. 81. P. 178–184.

254. Lê S., Josse J., Husson F. FactoMineR: An R package for multivariate analysis // *Journal of Statistical Software*. 2008. Vol. 25. No. 1. P. 1–18.

255. Li B., Li S. H. Luminescence dating of K-feldspar from sediments: A protocol without anomalous fading correction // *Quaternary Geochronology*. 2011. Vol. 6. No. 5. P. 468–479.

256. Li B., Li S. H. Comparison of De estimates using the fast component and the medium component of quartz OSL // *Radiation Measurements*. 2006. Vol. 41. No. 2. P. 125–136.

257. LIGA members, Anderson P., Borisova O. K., de Beaulieu J. L., de Vernal A., Eiriksson J., Funder S., Gibbard P. L., Hamilton T., Harrison S. P., Houmark-Nielsen M., Huntley B., Knudsen K. L., Larsen E., Maher L. J., et al. Report of 1st discussion group: The last interglacial in high latitudes of

the Northern Hemisphere: Terrestrial and marine evidence // *Quaternary International*. 1991. Vol. 10–12. No. C. P. 9–28.

258. Liivrand E. Biostratigraphy of the Pleistocene deposits in Estonia and correlations in the Baltic region. Stockholm: , 1991. 114 p.

259. Liritzis I. A new dating method by thermoluminescence of carved megalithic stone building // *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre et des Planetes*. 1994. Vol. 319. No. 5. P. 603–610.

260. Liritzis I., Guibert P., Foti F., Schvoerer M. The temple of Apollo (Delphi) strengthens novel thermoluminescence dating method // *Geoarchaeology - An International Journal*. 1997. Vol. 12. No. 5. P. 479–496.

261. Liritzis I., Stamoulis K., Papachristodoulou C., Ioannides K. A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors // *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*. 2013. Vol. 13. No. 3. P. 1–13.

262. Lisiecki L. E., Raymo M. E. Pliocene-Pleistocene stack of globally distributed benthic stable oxygen isotope records // *Paleoceanography*. 2005. Vol. 20. No. PA1003. P. 1–17.

263. Lowick S. E., Valla P. G. Characterising the luminescence behaviour of ‘infinitely old’ quartz samples from Switzerland // *Quaternary Geochronology*. 2018. Vol. 43. P. 1–11.

264. Ludikova A. V., Subetto D. A., Andreev A. A., Gromig R., Fedorov G. B., Melles M. The first dated preglacial diatom record in Lake Ladoga: long-term marine influence or redeposition story? // *Journal of Paleolimnology*. 2021. Vol. 65. No. 1. P. 85–99.

265. Makowska A. Morza plejstocenskie w Polsce - Osady, wiek i paleogeografia. // *Prace Instytutu Geologicznego*. 1986. Vol. 120. P. 1–74.

266. Makowska A. Palaeogeography of the Prabuty-Susz area (lower Vistula region) prior to, to time and after the Tychnowy Sea transgression, and malacological fauna of the deposits // *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*. 2001. Vol. 398. P. 25–67.

267. Malcolm S. J., Price N. B. The behaviour of iodine and bromine in estuarine surface sediments // *Marine Chemistry*. 1984. Vol. 15. P. 263–271.

268. Mamakova K. Pollen stratigraphy of the Eemian and adjoining glacial deposits based on continuous sequences in Poland // *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*. 1988. Vol. 36. No. 3–4. P. 299–307.

269. Mamakova K. Late Middle Polish glaciation, Eemian and early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland // *Acta Palaeobotanica*. 1989. Vol. 29. No. 1. P. 11–176.

270. Mangerud J. Correlation of the Eemian and the weichselian with deep sea oxygen isotope stratigraphy // *Quaternary International*. 1989. Vol. 3–4. No. C. P. 1–4.
271. Mangerud J. The Late Interglacial/Glacial cycle in northern Europe // *Quaternary landscapes* / ed. Shane L.C.K., Cushing E.J. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1991. P. 38–75.
272. Marks L., Gałaogonekzka D., Krzysińska J., Nita M., Stachowicz-Rybka R., Witkowski A., Woronko B., Dobosz S. Marine transgressions during Eemian in northern Poland: A high resolution record from the type section at Cierpieogonekta // *Quaternary International*. 2014. Vol. 328–329. No. 1. P. 45–59.
273. Mayer L. M., Macko S. A., Mook W. H., Murray S. The distribution of bromine in coastal sediments and its use as a source indicator for organic matter // *Organic Geochemistry*. 1981. Vol. 3. No. 1–2. P. 37–42.
274. Mayer L. M., Schick L. L., Allison M. A., Ruttenberg K. C., Bentley S. J. Marine vs. terrigenous organic matter in Louisiana coastal sediments: The uses of bromine:organic carbon ratios // *Marine Chemistry*. 2007. Vol. 107. No. 2. P. 244–254.
275. McManus J. F., Anderson R. F., Broecker W. S., Fleisher M. Q., Higgins S. M. Radiometrically determined sedimentary fluxes in the sub-polar North Atlantic during the last 140,000 years // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. Vol. 155. No. 1–2. P. 29–43.
276. Mejdahl V. Thermoluminescence dating of partially bleached sediments // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements (1982)*. 1985. Vol. 10. No. 4–6. P. 711–715.
277. Mejdahl V. Internal radioactivity in quartz and feldspar grains // *Ancient TL*. 1987. Vol. 5. P. 10–17.
278. Mellett C. L. *Luminescence Dating // Geomorphological Techniques*. London: British Society for Geomorphology, 2014. P. 1–11.
279. Menke B., Tynni R. Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstell/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung // *Geologisches Jahrbuch Reihe A*. 1984. Vol. 76. P. 1–109.
280. Menke B. Palynologische Untersuchungen zur Transgression des Eem-Meeres im Raum Offenbüttel/Nord-Ostsee-Kanal // *Geologisches Jahrbuch Reihe A*. 1985. Vol. 86. P. 19–26.
281. Menzel-Harloff H., Meng S. Spätsaalezeitliche und eemzeitliche Makrofaunen aus dem Kliffaufschluss Klein Klütz Höved (NW-Mecklenburg) mit Erstnachweisen von *Belgrandia germanica* (Gastropoda: Hydrobiidae), *Pupilla loessica* (Gastropoda: Pupillidae) und *Lagurus lagurus* (Mammalia: Cric // *E&G Quaternary Science Journal*. 2015. Vol. 64. No. 2. P. 82–94.

282. Meyers P. A., Teranes J. L. 9. Sediment organic matter // *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods* / ed. W. M. Last, J. P. Smol. : Springer Dordrecht, 2001. P. 239–269.
283. Miettinen A., Head M. J., Knudsen K. L. Eemian sea-level highstand in the eastern baltic sea linked to long-duration white sea connection // *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 86. P. 158–174.
284. Miettinen A., Rinne K., Haila H., Hyvärinen H., Eronen M., Delusina I., Kadastik E., Kalm V., Gibbard P. L. The marine Eemian of the Baltic: New pollen and diatom data from Peski, Russia, and Põhja-Uhtju, Estonia // *Journal of Quaternary Science*. 2002. Vol. 17. No. 5–6. P. 445–458.
285. Miidel A. Voka outcrop // *International Symposium on Human Impact and Geological Heritage. Excursion Guide and Abstracts, 12 - 17 May 2003, 2003*. P. 33–35.
286. Möller P., Murray A. S. Drumlinised glaciofluvial and glaciolacustrine sediments on the Småland peneplain, South Sweden - new information on the growth and decay history of the Fennoscandian Ice Sheets during MIS 3 // *Quaternary Science Reviews*. 2015. Vol. 122. P. 1–29.
287. Molodkov A. N. The Late Pleistocene palaeoenvironmental evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusc shell-based ESR dating evidence // *Quaternary International*. 2020. Vol. 556. P. 180–197.
288. Molodkov A. N. IR-OSL dating of uranium-rich deposits from the new late Pleistocene section at the Voka site, North-Eastern Estonia // *Quaternary Geochronology*. 2007. Vol. 2. No. 1–4. P. 208–215.
289. Molodkov A. N., Bolikhovskaya N. S. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess-palaeosol records // *Quaternary International*. 2009. Vol. 201. No. 1–2. P. 67–76.
290. Molodkov A. N., Bolikhovskaya N. S. Palaeoenvironmental changes and their chronology during the latter half of MIS 5 on the south-eastern coast of the Gulf of Finland // *Quaternary International*. 2022. Vol. 616. P. 40–54.
291. Molodkov A. N., Bolikhovskaya N. S., Miidel A., Ploom K. The sedimentary sequence recovered from the Voka outcrops, northeastern Estonia: Implications for late Pleistocene stratigraphy // *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2007. Vol. 56. No. 1. P. 47–62.
292. Molodkov A. N., Raukas A. V. The age of Upper Pleistocene marine deposits of the Boreal transgression on the basis of electron-spin-resonance (ESR) dating of subfossil mollusc shells // *Boreas*. 1988. Vol. 17. No. 2. P. 267–272.
293. Moore P. D., Webb J. A., Collinson M. E. *Pollen Analysis*. Oxford: Blackwell, 1994. Vol. 3d Edition. 216 p.

294. Moska P., Adamiec G., Jary Z. High resolution dating of loess profile from Biały Kościół, south-west Poland // *Quaternary Geochronology*. 2012. Vol. 10. P. 87–93.
295. Müller H. Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählung an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe // *Geologisches Jahrbuch A*. 1974. Vol. 21. P. 149–169.
296. Murray A. S., Arnold L. J., Buylaert J.-P., Guérin G., Qin J., Singhvi A. K., Smedley R. K., Thomsen K. J. Optically stimulated luminescence dating using quartz // *Nature Reviews Methods Primers*. 2021. Vol. 1. No. 1.
297. Murray A. S., Buylaert J.-P., Henriksen M., Svendsen J. I., Mangerud J. Testing the reliability of quartz OSL ages beyond the Eemian // *Radiation Measurements*. 2008. Vol. 43. No. 2–6. P. 776–780.
298. Murray A. S., Olley J. M. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: A status review // *Geochronometria*. 2002. Vol. 21. P. 1–16.
299. Murray A. S., Svendsen J. I., Mangerud J., Astakhov V. I. Testing the accuracy of quartz OSL dating using a known-age Eemian site on the river Sula, northern Russia // *Quaternary Geochronology*. 2007. Vol. 2. No. 1–4. P. 102–109.
300. Murray A. S., Thomsen K. J., Masuda N., Buylaert J.-P., Jain M. Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals // *Radiation Measurements*. 2012. Vol. 47. No. 9. P. 688–695.
301. Murray A. S., Wintle A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol // *Radiation Measurements*. 2000. Vol. 32. No. 1. P. 57–73.
302. Murray A. S., Wintle A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability // *Radiation Measurements*. 2003. Vol. 37. No. 4–5. P. 377–381.
303. Murray A. S., Wintle A. G., Wallinga J., Horowitz Y. S., Oster L. Dose estimation using quartz OSL in the non-linear region of the growth curve // *Radiation Protection Dosimetry*. 2002. Vol. 101. No. 1–4. P. 371–374.
304. Murray-Wallace C. V., Woodroffe C. D. *Quaternary sea-level changes: A global perspective*. New York: Cambridge University Press, 2014. 484 p.
305. Nazarov D. V., Nikolskaia O. A., Gladysheva A. S., Zhigmanovskiy I. V., Ruchkin M. V., Merkuljev A. V., Thomsen K. J. Evidence for the intrusion of marine Atlantic waters into the West Siberian Arctic during the Middle Pleistocene // *Boreas*. 2022. Vol. 51. No. 2. P. 402–425.
306. Neufeld A. H. Contributions to the biochemistry of bromine. I // *Canadian Journal of Research*. 1936. Vol. 14b. No. 5. P. 160–194.

307. Neumann T., Christiansen C., Clasen S., Emeis K. C., Kunzendorf H. Geochemical records of salt-water inflows into the deep basins of the Baltic Sea // *Continental Shelf Research*. 1997. Vol. 17. No. 1. P. 95–115.
308. Nielsen J. K., Helama S., Rodland D., Nielsen J. K. Eemian marine mollusks and barnacles from Ristinge Klint, Denmark: Hydrodynamics and oxygen deficiency // *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences*. 2007. Vol. 86. No. 2. P. 95–115.
309. Obst K., Ansorge J., Thiel C., Frenzel P. The Late Saalian Cyprina clay of northeastern Germany and the following Weichselian sedimentation and deformation history – Review and new data // *Boreas*. 2020. Vol. 49. No. 3. P. 488–513.
310. Olley J. M., Murray A. S., Roberts R. G. The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chains on burial dose rates in fluvial sediments // *Quaternary Science Reviews*. 1996. Vol. 15. No. 7. P. 751–760.
311. Otvos E. G. The Last Interglacial Stage: Definitions and marine highstand, North America and Eurasia // *Quaternary International*. 2015. Vol. 383. P. 158–173.
312. Panin P. G., Filippova K. G., Bukhonov A. V., Karpukhina N. V., Kalinin P. I., Ruchkin M. V. High-resolution analysis of the Likhvin loess-paleosol sequence (the central part of the East European Plain, Russia) // *Catena*. 2021. Vol. 205.
313. Pawley S. M., Toms P., Armitage S. J., Rose J. Quartz luminescence dating of Anglian Stage (MIS 12) fluvial sediments: Comparison of SAR age estimates to the terrace chronology of the Middle Thames valley, UK // *Quaternary Geochronology*. 2010. Vol. 5. No. 5. P. 569–582.
314. Pedersen T. F., Price N. B. The geochemistry of iodine and bromine in sediments of the Panama Basin. // *Journal of Marine Research*. 1980. Vol. 38. No. 3. P. 397–411.
315. Porat N., Faerstein G., Medialdea A., Murray A. S. Re-examination of common extraction and purification methods of quartz and feldspar for luminescence dating // *Ancient TL*. 2015. Vol. 33. No. 1. P. 255–258.
316. Prescott J. R., Hutton J. T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations // *Radiation Measurements*. 1994. Vol. 23. No. 2–3. P. 497–500.
317. Price N. B., Calvert S. E. The geochemistry of iodine in oxidised and reduced recent marine sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1973. Vol. 37. No. 9. P. 2149–2158.
318. Price N. B., Calvert S. E. The contrasting geochemical behaviours of iodine and bromine in recent sediments from the Namibian shelf // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1977. Vol. 41. No. 12. P. 1769–1775.

319. Price N. B., Calvert S. E., Jones P. G. W. Distribution of Iodine and Bromine in the Sediments of the Southwestern Barents Sea // *Journal of Marine Research*. 1970. Vol. 28. No. 1. P. 22–34.
320. Raukas A. V. Application of OSL and ^{10}Be techniques to the establishment of deglaciation chronology in Estonia // *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology*. 2004. Vol. 53. No. 4. P. 267–287.
321. Raukas A. V., Stankowski W. Influence of sedimentological composition on OSL dating of glaciofluvial deposits: Examples from Estonia // *Geological Quarterly*. 2005. Vol. 49. No. 4. P. 463–470.
322. Raukas A. V., Tavast E., Vaher R. Vasavere ancient valley, its morphology, genesis and importance in the economy of North-East Estonia // *Baltica*. 2007. Vol. 20. No. 1–2. P. 13–18.
323. Readhead M. L. Absorbed dose fraction for ^{87}Rb β particles // *Ancient TL*. 2002. Vol. 20. No. 1. P. 25–28.
324. Rees-Jones J. Optical Dating Of Young Sediments Using Fine-Grain Quartz // *Ancient TL*. 1995. Vol. 13. No. 2. P. 9–14.
325. Rhodes E. J., Bronk Ramsey C., Outram Z., Batt C., Willis L., Dockrill S., Bond J. Bayesian methods applied to the interpretation of multiple OSL dates: High precision sediment ages from Old Scatness Broch excavations, Shetland Isles // *Quaternary Science Reviews*. 2003. Vol. 22. No. 10–13. P. 1231–1244.
326. Roberts A. P., Chang L., Rowan C. J., Horng C. S., Florindo F. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4): An update // *Reviews of Geophysics*. 2011. Vol. 49. No. 1.
327. Robertsson A. M., Svedlund J. O., Andrén T., Sundh M. Pleistocene stratigraphy in the Dellen region, central Sweden // *Boreas*. 1997. Vol. 26. No. 3. P. 237–260.
328. Rother H., Lorenz S., Börner A., Kenzler M., Siermann N., Fülling A., Hrynowiecka A., Forler D., Kuznetsov V. Y., Maksimov F. E., Starikova A. The terrestrial Eemian to late Weichselian sediment record at Beckentin (NE-Germany): First results from lithostratigraphic, palynological and geochronological analyses // *Quaternary International*. 2019. Vol. 501. P. 90–108.
329. Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L. A., Simakova A., Sedov S., Maksimov F. E., Kuznetsov V. Y., Savenko V., Starikova A., Korkka M., Titova D. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // *Quaternary International*. 2015. Vol. 365. P. 26–41.
330. Rusakov A., Sedov S., Sheinkman V., Dobrynin D., Zinovyev E., Trofimova S., Maksimov F. E., Kuznetsov V. Y., Korkka M., Levchenko S. B. Late Pleistocene paleosols in the extra-glacial

regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences // *Quaternary International*. 2019. Vol. 501. P. 174–192.

331. Saarnisto M. Late Holocene land uplift/neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // *Quaternary International*. 2012. Vol. 260. P. 143–152.

332. Saarnisto M., Grönlund T., Ekman I. Lateglacial of Lake Onega - Contribution to the history of the eastern Baltic basin // *Quaternary International*. 1995. Vol. 27. No. C. P. 111–120.

333. Salmi M. Imatra Stones in the Glacial Clay of Vuolenkoski // *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*. 1959. Vol. 186. P. 1–27.

334. Sánchez-Goñi M. F., Eynaud F., Turon J. L., Shackleton N. J. High resolution palynological record off the Iberian margin: Direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. Vol. 171. No. 1. P. 123–137.

335. Sanderson D. C. W., Bishop P., Stark M., Alexander S., Penny D. Luminescence dating of canal sediments from Angkor Borei, Mekong Delta, Southern Cambodia // *Quaternary Geochronology*. 2007. Vol. 2. No. 1–4. P. 322–329.

336. Schielein P., Schellmann G., Lomax J., Preusser F., Fiebig M. Chronostratigraphy of the Hochterrassen in the lower Lech valley (Northern Alpine Foreland) // *Quaternary Science Journal*. 2015. Vol. 64. No. 1. P. 15–28.

337. Schokker J., Cleveringa P., Murray A. S. Palaeoenvironmental reconstruction and OSL dating of terrestrial Eemian deposits in the southeastern Netherlands // *Journal of Quaternary Science*. 2004. Vol. 19. No. 2. P. 193–202.

338. Seidenkrantz M. S. Benthic foraminiferal and stable isotope evidence for a «Younger Dryas-style» cold spell at the Saalian-Eemian transition, Denmark // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1993. Vol. 102. No. 1–2. P. 103–120.

339. Selle W. Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland // *Geologisches Jahrbuch*. 1962. Vol. 79. P. 195–352.

340. Shackleton N. J. The last interglacial in the marine and terrestrial records // *Proceedings of the Royal Society of London. Series B. Biological Sciences*. 1969. Vol. 174. No. 1034. P. 135–154.

341. Shackleton N. J., Chapman M., Sánchez-Goñi M. F., Pailler D., Lancelot Y. The classic marine isotope substage 5e // *Quaternary Research*. 2002. Vol. 58. No. 1. P. 14–16.

342. Shackleton N. J., Sánchez-Goñi M. F., Pailler D., Lancelot Y. Marine isotope substage 5e and the Eemian interglacial // *Global and Planetary Change*. 2003. Vol. 36. No. 3. P. 151–155.

343. Shishkina O. V., Pavlova G. A. Iodine distribution in marine and oceanic bottom muds and their pore fluids // *Geochem. Int.* Vol. 2. P. 559–565.

344. Sier M. J., Peeters J., Dekkers M. J., Parés J. M., Chang L., Busschers F. S., Cohen K. M., Wallinga J., Bunnik F. P. M., Roebroeks W. The Blake Event recorded near the Eemian type locality - A diachronic onset of the Eemian in Europe // *Quaternary Geochronology*. 2015. Vol. 28. P. 12–28.
345. Sier M. J., Roebroeks W., Bakels C. C., Dekkers M. J., Brühl E., De Loecker D., Gaudzinski-Windheuser S., Hesse N., Jagich A., Kindler L., Kuijper W. J., Laurat T., Mücher H. J., Penkman K. E. H., Richter D., et al. Direct terrestrial-marine correlation demonstrates surprisingly late onset of the last interglacial in central Europe // *Quaternary Research*. 2011. Vol. 75. No. 1. P. 213–218.
346. Smith B. W. Zircon from sediments: A combined OSL and TL auto-regenerative dating technique // *Quaternary Science Reviews*. 1988. Vol. 7. No. 3–4. P. 401–406.
347. Sohbaty R., Murray A. S., Jain M., Thomsen K. J., Hong S. C., Yi K., Choi J. H. Na-rich feldspar as a luminescence dosimeter in infrared stimulated luminescence (IRSL) dating // *Radiation Measurements*. 2013. Vol. 51–52. P. 67–82.
348. Spooner N. A. Optical dating: Preliminary results on the anomalous fading of luminescence from feldspars // *Quaternary Science Reviews*. 1992. Vol. 11. No. 1–2. P. 139–145.
349. Spooner N. A. The anomalous fading of infrared-stimulated luminescence from feldspars // *Radiation Measurements*. 1994. Vol. 23. No. 2–3. P. 625–632.
350. Stokes G. G. On the Change of Refrangibility of Light // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 1852. Vol. 142. P. 463–562.
351. Strahl J., Krbetschek M. R., Luckert J., Machalett B., Meng S., Oches E. A., Rappsilber I., Wansa S., Zöller L. Geologie, Paläontologie und Geochronologie des Eem-Beckens Neumark-Nord 2 und Vergleich mit dem Becken Neumark-Nord 1 (Geiseltal, Sachsen-Anhalt) // *E&G Quaternary Science Journal*. 2010. Vol. 59. No. 1/2. P. 120–167.
352. Streif H. Quaternary Sea-Level Changes in the North Sea, an Analysis of Amplitudes and Velocities // *Earth's Rotation from Eons to Days* / ed. P. Brosche, J. Sündermann. : Springer-Verlag, 1990. P. 201–214.
353. Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I., Demidov I. N., Dowdeswell J. A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H. W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K. H., Larsen E., et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. No. 11–13. P. 1229–1271.
354. Tang Y., Ren D., Zheng J., Guo M., Rong X., Ni Y. The research on magnetism and mechanism on pyrite in coal // *Chinese Science Bulletin*. 1995. Vol. 40. No. 16. P. 1483–1486.
355. Tarr W. A. Concretions in the Champlain formation of the Connecticut River valley // *Bulletin of the Geological Society of America*. 1935. Vol. 46. No. 10. P. 1493–1534.

356. Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A. S., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) - Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol // *Quaternary International*. 2011. Vol. 234. P. 23–31.

357. Thomsen K. J. Optically Stimulated Luminescence Techniques in Retrospective Dosimetry using Single Grains of Quartz extracted from Unheated Materials. PhD thesis // 2004.

358. Thomsen K. J., Murray A. S., Jain M., Bøtter-Jensen L. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts // *Radiation Measurements*. 2008. Vol. 43. No. 9–10. P. 1474–1486.

359. Timar-Gabor A., Vasiliniuc S., Vandenberghe D.A.G., Cosma C., Wintle A.G. Investigations into the reliability of SAR-OSL equivalent doses obtained for quartz samples displaying dose response curves with more than one component. 2012. Vol. 47. P. 740–745.

360. Tsukamoto S., Rink W. J., Watanuki T. OSL of tephric loess and volcanic quartz in Japan and an alternative procedure for estimating De from a fast OSL component // *Radiation Measurements*. 2003. Vol. 37. No. 4–5. P. 459–465.

361. Tukey J. W. *Exploratory Data Analysis*. Reading, Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company, 1977. 688 p.

362. Turner C. Problems of the duration of the Eemian interglacial in Europe North of the Alps // *Quaternary Research*. 2002. Vol. 58. No. 1. P. 45–48.

363. Turney C. S. M., Jones R. T. Does the Agulhas Current amplify global temperatures during super-interglacials? // *Journal of Quaternary Science*. 2010. Vol. 25. No. 6. P. 839–843.

364. Tzedakis C. Timing and duration of Last Interglacial conditions in Europe: A chronicle of a changing chronology // *Quaternary Science Reviews*. 2003. Vol. 22. No. 8–9. P. 763–768.

365. Udden J. A. Mechanical composition of clastic sediments // *Geological Society of America Bulletin*. 1914. Vol. 25. No. 1. P. 655–744.

366. Vandenberghe D. A. G., De Corte F., Buylaert J.-P., Kučera J., Van Den Haute P. On the internal radioactivity in quartz // *Radiation Measurements*. 2008. Vol. 43. No. 26. P. 771–775.

367. Velichko A. A., Novenko E. Y., Pisareva V. V., Zelikson E. M., Boettger T., Junge F. W. Vegetation and climate changes during the Eemian interglacial in Central and Eastern Europe: Comparative analysis of pollen data // *Boreas*. 2005. Vol. 34. No. 2. P. 207–219.

368. Waelbroeck C., Frank N., Jouzel J., Parrenin F., Masson-Delmotte V., Genty D. Transferring radiometric dating of the last interglacial sea level high stand to marine and ice core records // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. Vol. 265. No. 1–2. P. 183–194.

369. Wallinga J., Murray A. S., Duller G. A. T. Underestimation of equivalent dose in single-aliquot optical dating of feldspars caused by preheating // *Radiation Measurements*. 2000. Vol. 32. No. 5. P. 691–695.
370. Watanuki T., Murray A. S., Tsukamoto S. Quartz and polymineral luminescence dating of Japanese loess over the last 0.6 Ma: Comparison with an independent chronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 240. No. 3–4. P. 774–789.
371. Wentworth C. K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments // *The Journal of Geology*. 1922. Vol. 30. No. 5. P. 377–392.
372. Wilkin R. T., Barnes H. L. Formation processes of framboidal pyrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. Vol. 61. No. 2. P. 323–339.
373. Winn K., Glos R., Averdieck F.-R., Erlenkeuser H. On the age of the marine Eem in northwestern Germany // *Geologos*. 2000. Vol. 5. P. 41–56.
374. Woillard G. M. Grande Pile Peat Bog: A Continuous Pollen Record for the Last 140,000 Years // *Quaternary Research*. 1978. Vol. 9. No. 1. P. 1–21.
375. Wu X. qing, Xie X., Cao Y. fan. Self-magnetization of pyrite and its application in flotation // *Transactions of Nonferrous Metals Society of China (English Edition)*. 2016. Vol. 26. No. 12. P. 3238–3244.
376. Yi S., Buylaert J.-P., Murray A. S., Lu H., Thiel C., Zeng L. A detailed post-IR IRSL dating study of the Niuyangzigou loess site in northeastern China // *Boreas*. 2016. Vol. 45. No. 4. P. 1–14.
377. Zagwijn W. H. Sea-level changes in The Netherlands during the Eemian. // *Geologie en Mijnbouw*. 1983. Vol. 62. No. 3. P. 437–450.
378. Zagwijn W. H. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of The Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian // *Mededelingen van de Geologische Stichting*. 1961. Vol. 14. P. 15–45.
379. Zagwijn W. H. An analysis of Eemian climate in western and central Europe // *Quaternary Science Reviews*. 1996. Vol. 15. No. 5–6. P. 451–469.
380. Zander A., Hilgers A. Potential and limits of OSL, TT-OSL, IRSL and pIRIR290 dating methods applied on a Middle Pleistocene sediment record of Lake El'gygytgyn, Russia // *Climate of the Past*. 2013. Vol. 9. No. 2. P. 719–733.
381. Zans V. Das letzt Interglaziale Portlandia-Meer des Baltikums // *Comptes Rendus de la Société Géologique de Finlande*. 1936. Vol. 9. P. 231–250.
382. Zimmerman D. W. Thermoluminescence dating using fine grains from pottery // *Archaeometry*. 1971. Vol. 13. P. 29–52.

Фондовые материалы

383. Апухтин Н. И., Петрова Е. А., Семёнова О. И., Шостак З. А., Гаркуша В. И., Перевозчикова В. А., Дьяконова Е. В. Отчёт по геологической съёмке листа Р-36-XXXI в масштабе 1:200 000 (Карельский перешеек). Ленинград, 1959.

384. Ауслендер В. Г., Яновский А. С., Саммет Э. Ю., Афанасов М. Н., Андреева Н. Г., Фёдко Г. Н., Боровикова Н. А., Федотова Е. С., Кабаков Л. Г., Бланкфельд К. С., Котлов В. Ф., Сысоев Ю. А., Карагодина М. В., Богомолова Т. В., Боровикова К. Н., Рождественский В. Б., Потапова Л. Н., Полуэктов Л. Н., Гарбар Л. Д., Нагайский А. Ф., Андриянов В. Д., Хазанович-Вульф К. К., Мухина И. А., Плешивцева Э. С., Ядута В. А., Кофф Л. Г., Попова О. В., Степанова И. В. Отчёт о комплексном геологическом, гидрогеологическом и инженерно-геологическом доизучении масштаба 1:50 000 с общими поисками и геоэкологическим картированием территории г. Санкт-Петербурга и его окрестностей (в 6 книгах и 12 папках). Санкт-Петербург, 2001.

385. Буслевич А. Л., Гаркуша В. И., Николаев В. А., Саванин В. С., Шипунова В. К., Стародуб Ю. В., Дымов В. А., Макарьев А. А., Макарьева Е. М., Погорельский А. И., Серов Е. К. Информационный отчёт о производстве геологического доизучения Онежской площади масштаба 1:200 000 и подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 (издание второе) листов Р-36-XXX, Р-37-XXV. Объект Онежский. Санкт-Петербург, 2002.

386. Гречко А. Е., Абакуменко В. Е., Панова О. А., Оганесова А. М. Отчёт о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съёмке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации, проведённой в Приозерском районе Ленинградской области в 1969-1971 гг. Ленинград, 1972.

387. Девятова Э. И., Абрикина Р. Е., Старова Н. Н. Отчёт по теме: «Изучение закономерностей развития четвертичной флоры и фауны с целью уточнения палеонтологических критериев для стратиграфии верхнечетвертичных отложений Карелии». Петрозаводск, 1968.

388. Малаховский Д. Б., Баканона И. П., Буслевич А. Л., Александрова Т. В., Вигдорчик М. Е., Котлукова И. В., Рухина Е. В., Саммет Э. Ю., Спиридонова Е. А., Карчевский М. Ф., Корнеева Т. Л., Сухачева Л. П., Урбановская М. А. Отчёт по теме: «Составление карты четвертичных отложений и комплекса сопровождающих её карт в масштабе 1:500000 для территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей». Четвертичные отложения, геоморфология, палеогеография и полезные ископаемые. Ленинград, 1966.

389. Мокриенко З. М., Стронская М. Н., Хинейко К. П., Панова О. А. Отчёт о комплексной инженерно-геологической съёмке масштаба 1:50 000, проведённой в Тосненском и Волховском

районах Ленинградской области (листы О-36-3-Б, Г и А, В частично) в 1962-1963 гг. Ленинград, 1963.

390. Насонова Л. Д., Саммет Э. Ю., Андреева Н. Г., Саванина Е. В., Краснов И. И., Заррина Е. П. Информационный отчёт о комплекте геологических, гидрогеологических карт масштаба 1:200000 территории Санкт-Петербурга и его окрестностей с объяснительной запиской (Ленинградский картосоставительский объект). Санкт-Петербург, 1995.

391. Недригайлова И. С., Анищенкова О. Н., Соколова Т. Н., Саванин В. С., Кабакова И. М. Отчёт о геолого-гидрологической съёмке центральной части Восточного Приладожья масштаба 1:200 000 за 1966-88 гг. Ленинград: Ленинградская комплексная геологическая экспедиция, 1971.

392. Недригайлова И. С., Соколова Т. Н., Саванин В. С., Яновский А. С. Отчёт по геолого-гидрогеологической съёмке листа О-36-II в масштабе 1:200 000 (Мгинская геолого-съёмочная партия 1962-64 гг.). Ленинград, 1965.

393. Плешивцева Э. С. Отчёт «Подготовка к изданию монографии «Палинология плейстоцена и голоцена Северо-Запада РФ» (Ленинградская, Псковская, Новгородская, Вологодская области). В 3-х книгах. Апатиты, Санкт-Петербург, 2007.

394. Плешивцева Э. С., Абакуменко Г. С., Горшкова С. С. Отчёт по изучению опорных разрезов четвертичных отложений окрестностей г. Ленинграда. Ленинград, 1984.

395. Ржонсницкая Н. А., Курочкина В. И. Отчёт об инженерно-геологических исследованиях, произведённых в 1956 г в районе пос. Отрадное Мгинского р-на, Ленинградской обл-ти (в 5-ти томах). Ленинград, 1959.

396. Соколова Л. Ф., Мокриенко З. М. Отчёт о комплексной инженерно-геологической съёмке масштаба 1:50 000, проведённой во Всеволожском районе Ленинградской области (листы Р-36-133-Б и Р-36-134-А, В, Г) в 1959 г. Ленинград, 1960.

397. Соколова Л. Ф., Мокриенко З. М., Эльханов Ю. Л. Отчёт о комплексной инженерно-геологической съёмке масштаба 1:50 000, проведённой во Всеволожском, Мгинском и Тосненском районах Ленинградской обл. (листы О-36-2-Б, Г и О-36-3-А, В частично) в 1958 г. Ленинград, 1959.

398. Шмаёнок А. И., Саммет Э. Ю., Беленицкая Г. А., Вербова Г. Н., Корнеева Т. Л., Роньшин Н. И., Фейгельсон М. М. Геологическое строение района нижнего течения рек Нарвы, Луги и Систы (отчёт о комплексной геологической съёмке м-ба 1:200 000). Ленинград, 1962.