

Санкт-Петербургский Государственный Университет

На правах рукописи

Аксенов Алексей Олегович

**ЭТАПЫ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА В
ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

1.6.14 Геоморфология и палеогеография

Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель: д. г.-м. н.
Рыбалко Александр Евменьевич

Санкт-Петербург

2026

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ.....	10
1.1. Общие сведения	10
1.2. Гидрология Ладожского озера	12
1.3. Климатический режим Приладожья	14
ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	16
2.1 Формирование представлений о строении, истории, развитии и современном состоянии котловины Ладожского озера.....	16
2.2 Формирование представлений о рельефе дна Ладожского озера	23
ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	28
3.1 Сейсмические и гидроакустические данные и их обработка	28
3.2 Батиметрические данные, методика геоморфометрического анализа и геоморфологического картирования.....	33
3.3 Хронологические данные.....	38
ГЛАВА 4. СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА	39
ГЛАВА 5. МЕСТНАЯ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА	46
5.1. Сейсмостратиграфическая толща D1.....	46
5.2 Сейсмостратиграфическая толща D2.....	51
5.3 Сейсмостратиграфическая толща D3.....	53
5.4 Актуальные вопросы интерпретации строения четвертичных отложений.....	58
5.4.1 Доледниковые отложения	58
5.4.2 Флювиально-нефелюидные отложения.....	63
ГЛАВА 6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА	69
6.1 Морфология поверхности дна.....	69
6.2 Генетические типы и формы рельефа.....	71
6.2.1 Конструктивный рельеф.....	74
6.2.2 Флювиальный рельеф	78

6.2.3 Озерный рельеф	82
6.2.4 Ледниковый рельеф	87
6.2.5 Флювиогляциальный рельеф	91
6.2.6 Ледниково-озерный рельеф	93
6.2.7 Погребенный рельеф	94
ГЛАВА 7. ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ.....	98
ГЛАВА 8. ЭТАПЫ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА.....	103
8.1 Субгляциальный этап	104
8.2. Маргинально-прогляциальный этап	105
8.3. Перигляциальный этап.....	113
8.4 Лимнический этап.....	116
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	119
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	122
ПРИЛОЖЕНИЕ А.....	140
ПРИЛОЖЕНИЕ В.....	141
ПРИЛОЖЕНИЕ С.....	142

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. В течение последнего поздневалдайского оледенения и послеледникового времени в Ладожском озере происходила неоднократная и разнонаправленная смена палеогеографических обстановок. Это привело к возникновению неоднородной геолого-геоморфологической структуры его котловины. Для определения условий, в которых формировался современный облик этого водоема, соискателем был применен морфолитогенетический принцип палеогеографических исследований.

Под морфолитогенезом понимается «сопряженное развитие рельефа и коррелятивных рыхлых отложений» [Геологический словарь, 2011]. Соответственно при выделении морфолитогенетических этапов взаимосвязанные формы рельефа и геологические образования соотносятся с интервалами геологического времени. Такой подход позволяет, с одной стороны, произвести возрастную и генетическую дискретизацию геолого-геоморфологической структуры котловины Ладожского озера, а с другой – обобщить разрозненные сведения о его донных отложениях и рельефе. Данные о происхождении отложений и форм донной поверхности способствуют вычленению морфолитогенетических процессов, предопределивших облик котловины, и тем самым провести реконструкцию палеогеографических обстановок.

Исследования эволюции Ладожского озера проводились неоднократно. В основном они были сосредоточены на изучении состава донных отложений. Актуальность исследования обусловлена использованием в работе комплексного подхода анализа геологических и геоморфологических компонентов строения дна Ладожского озера, что позволяет значительно детализировать историю развития водоема и его побережья, дать ответы на ряд дискуссионных моментов, касающихся возраста и динамики событий последнего оледенения, эволюции приледниковых водоемов, характера современных озерных процессов и связанных с ними условий седиментации.

Целью работы является реконструкция процессов морфолитогенеза котловины Ладожского озера в позднем неоплейстоцене и голоцене, установление их возраста, определение соответствующих им отложений и форм рельефа. Для этого были поставлены следующие задачи:

1. Разработать авторский вариант местной сейсмостратиграфической схемы отложений верхнего неоплейстоцена и голоцена;
2. Выполнить геоморфологическую интерпретацию сейсмоакустических данных, геоморфометрический анализ цифровой батиметрической модели, геоморфологическое картографирование поверхности дна;
3. Определить этапы морфолитогенеза и приуроченные к ним процессы, формы и отложения.

Объектом исследования являются рельеф донной поверхности и донные отложения Ладожского озера.

Предмет исследования – морфолитогенетические процессы и их динамика в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Методология работы. Диссертационное исследование выполнено на основе применения двух групп методов: геолого-геофизических и геоморфологических методов. Первая группа включает в себя методы сейсмостратиграфии, сейсмофациального анализа, секвентной стратиграфии. Геоморфологическая группа представлена методами морфогенетического и палеогеоморфологического анализа, геоморфометрии, аналитического геоморфологического картографирования по генетическому принципу.

Научная новизна работы определяется тем, что по генетическому принципу аналитического картографирования была впервые создана геоморфологическая карта поверхности дна Ладожского озера в масштабе 1 : 1 000 000. Впервые введено понятие «денудационно-аккумулятивного конструктивного рельефа». Выявлены ранее не исследованные формы рельефа на дне озера: течениевые дрифты и ложбины, озы Де Геера, приледниковые конусы выноса. Выделены три пояса краевых ледниковых образований. Обнаружены реликтовые береговые линии, расположенные ниже современного уровня водоема.

Создан авторский вариант местной сейсмостратиграфической схемы отложений верхнего неоплейстоцена и голоцена Ладожского озера. Впервые выполнено детальное расчленение сейсмостратиграфических подразделений до уровня сейсмотолщ, сеймопачек и сеймофаций. Выделенные сейсмотолщи сопоставлены с легендой Балтийской серии листов Государственной геологической карты.

На основе сейсмостратиграфической интерпретации верхнеоплейстоцен-голоценовых образований, геоморфологического анализа донной поверхности и корреляции с палеогеографическими реконструкциями предыдущих исследователей определены морфолитогенетические процессы в котловине озера, существовавшие в различные этапы развития водоема. Установлены признаки процессов, не зафиксированных предыдущими исследованиями, таких как айсберговая экзарация, транспортировка материала придонными течениями.

Теоретическая и практическая значимость. Полученные результаты позволяют актуализировать содержание Государственной геологической карты листа Р-35,(36) (Петрозаводск) [2015], уточнить региональные стратиграфические, палеогеографические и гляциоморфологические схемы. Выполнена и внедрена в Мониторинг Государственной геологической карты листов 1000/3 геоморфологическая карта Ладожского озера в масштабе 1 : 1 000 000. Полученные сведения о процессах осадконакопления и рельефообразования

Ладожского озера позволяют дополнить существующие представления о гидродинамике крупных озерных бассейнов. Отработана методика геолого-геоморфологических исследований водоемов с привлечением комплекса батиметрических, геофизических и геологических данных.

Основные защищаемые положения:

1. Местная сеймостратиграфическая схема верхнеплейстоцен-голоценового разреза Ладожского озера включает в себя три сеймотолщи (D1, D2, D3), которые соответствуют следующим региональным стратиграфо-генетическим подразделениям Балтийской серийной легенды Государственной геологической карты Российской Федерации:

D1 – образования основной морены осташковского оледенения $g_{bn}IIIos$ и гляцигенного парагенетического комплекса интерстадиала Беллинг-Аллеред $GШb\phi-al$;

D2 – ледниково-озерные образования Балтийского ледникового озера верхнего неоплейстоцена $lgIIIbl$;

D3 – озерные образования голоцена IIH .

Выделенные сеймотолщи подразделяются на сеймопачки и сеймофации.

2. Рельеф дна Ладожского озера включает в себя шесть генетических типов: конструктивный, озерный, флювиальный, ледниковый, флювиогляциальный, ледниково-озерный, соотносимых с денудационной, денудационно-аккумулятивной и аккумулятивной группами. Возраст рельефа (за исключением конструктивного) охватывает стратиграфический интервал от четвертой ступени верхнего неоплейстоцена до голоцена. На основе генетической дискретизации поверхности озера подготовлена геоморфологическая карта в масштабе 1 : 1 000 000.

3. Морфолитогенез котловины Ладожского озера в позднем неоплейстоцене и голоцене происходил в четыре этапа:

- субгляциальный этап связан с перекрытием котловины покровным оледенением;
- маргинально-прогляциальный этап соответствует времени дегляциации озера в течение интерстадиала беллинг-аллеред;
- перигляциальный этап сопряжен с ледниково-озерными обстановками Балтийского ледникового озера;
- лимнический этап фиксируется установлением озерных обстановок, характерных для крупных водоемов гумидной зоны; этот процесс сопровождается неотектоническими движениями земной коры и вековыми колебаниями уровня воды.

Степень достоверности результатов работы обусловлена большим объемом использованных сейсмоакустических профилей, общая длина которых превышает 7300 км, наличием батиметрических данных в виде цифровой батиметрической модели Ладожского озера с пространственным разрешением 500 м. Полученные выводы были подтверждены существующими геохронологическими и палеогеографическими данными, что позволило уточнить и дополнить модель развития Ладожского озера в верхнем валдае и голоцене.

Личный вклад автора заключается в сборе, обобщении и интерпретации большого количества разрозненных геофизических данных, выполненных на акватории Ладожского озера различными организациями. Автором были исследованы и сопоставлены друг с другом материалы сейсмоакустического профилирования различных частотных модификаций, которые в дальнейшем были соотнесены с данными геологического пробоотбора. Также лично были проведены обработка и ГИС-анализ цифровой батиметрической модели Ладожского озера, предоставленной заведующим Лабораторией географии и гидрологии Института озероведения СПб ФИЦ РАН Михаилом Арсеньевичем Науменко. Полученные результаты о строении верхней части геологического разреза и рельефа поверхности дна Ладожского озера были сопоставлены с имеющимися геолого-геоморфологическими и палеогеографическими данными Института озероведения СПб ФИЦ РАН, Института Карпинского и других организаций и использованы для интерпретации эволюции водоема в верхнем валдае и голоцене.

Фактический материал был собран при выполнении Российско-Германского проекта 25 «ПЛЮТ – Палеолимнологический трансект» в рамках Соглашения о сотрудничестве в области морских исследований между Министерством образования и науки Российской Федерации и Федеральным министерством образования и научных исследований Федеративной республики Германия (2012-2020 гг.); работ центра анализа сейсмических данных МГУ им. М.В. Ломоносова, Санкт-Петербургского государственного университета и Института водных проблем севера КарНЦ РАН (гранты Санкт-Петербургского государственного университета № 18.42.1258.2014, № 18.42.1488.2015); государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 27.12.2023 г. № 049-00003-24-00 «Мониторинг государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 территории Российской Федерации и ее континентального шельфа в 2023-2025 годах»; государственного задания Института озероведения СПб ФИЦ РАН MNG-2019-0001. Работа частично поддержана грантами РНФ № 23-24-00319 и № 23-27-00273.

Апробация работы. Результаты работы были представлены на Международной конференции по результатам экспедиционных исследований «Рельеф и четвертичные образования Арктики, субарктики и северо-запада России» в 2020 и 2023 гг. (г. Санкт-Петербург), Международной научно-практической конференции «Морские исследования и

образование – MARESEDU» в 2020 и 2022 гг. (г. Москва), Международной конференции «Палеолимнология северной Евразии» в 2020 (г. Иркутск) и 2022 (г. Санкт-Петербург) гг., VII молодежной конференции «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и мирового океана» в 2021 г. (г. Санкт-Петербург), International Conference on Seafloor Landforms, Processes and Evolution в 2022 г. (Мальта), международной конференции на Всероссийской конференции «Морские и озерные бассейны восточной периферии Балтийского кристаллического щита в четвертичное время» в 2024 г. (г. Апатиты), Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «IX Щукинские чтения: к 80-летию кафедры геоморфологии и палеогеографии и 270-летию Московского университета и XXXVIII Пленум геоморфологической комиссии РАН» в 2025 г. (г. Москва) и на XI Всероссийской конференции по изучению четвертичного периода в 2025 г. (г. Санкт-Петербург).

Публикации. По материалам диссертационного исследования опубликовано 43 работы, наиболее значимые – 12; из них в рецензируемых научных журналах, рекомендованных ВАК при Министерстве науки и высшего образования РФ – 7; в изданиях, которые входят в международные реферативные базы данных Scopus и Web of Science – 12.

Структура и объем работы. Работа состоит из введения, физико-географического описания Ладожского озера и Приладожья (ГЛАВА 1), обзора геологических, геоморфологических и палеогеографических исследований озера (ГЛАВА 2) описания методики работы (ГЛАВА 3), описания результатов и обсуждения (ГЛАВЫ 4, 5, 6, 7, 8), заключения, списка литературы и трех приложений. Объем работы составляет 142 страницы. В тексте представлен 51 рисунок и 11 таблиц. Список литературы содержит 195 литературных источников, из которых 76 – на английском языке.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю, д. г.-м. н. Александру Евменьевичу Рыбалко за непрерывное и тщательное научное руководство и помощь в подготовке и написании научных работ на протяжении всего периода подготовки диссертации. Автор признателен к. г. н. Г.Б. Федорову и профессору С. Крастелю за возможность участия в стажировке в Кильском университете им. Кристиана Альбрехта и работы с сейсмоакустическими данными проекта PLOT. Благодарность выражается сотрудникам кафедры сейсмометрии и геоакустики МГУ им. М.В. Ломоносова и центра анализа сейсмических данных научного парка МГУ, в частности к. т. н. М.Ю. Токареву за сбор, обработку и передачу сейсмоакустических данных экспедиций 2014 и 2015 гг., а также за помощь в освоении навыков интерпретации сейсмоакустических данных. Автор благодарит сотрудников отдела региональной геэкологии и морской геологии Института Карпинского, в частности к. г.-м. н. А.Ю. Сергеева и к. г.-м. н. Д.В. Рябчук за возможность получения сейсмоакустических данных экспедиций 1987-1995 гг., А.В. Амантова за консультацию по вопросам интерпретации

сейсмоакустических материалов. За помощь в сборе данных и освоении программного обеспечения автор благодарит к. г. н. П.Ю. Беляева. Автор также признателен сотрудникам Института озероведения СПб ФИЦ РАН, в частности д. г. н. М.А. Науменко за предоставление цифровой батиметрической модели Ладожского озера, д. г. н. В.М. Анохину и к. б. н. Д.С. Дудаковой за возможность участия в экспедициях на акватории и побережье Ладожского озера.

Автор также хочет выразить огромную благодарность сотрудникам отдела географии полярных стран ААНИИ, в частности д. г. н. Д.Ю. Большиянову, д. г. н. С.Р. Веркуличу, к. б. н. Н.А. Бакунову, С.А. Правкину, Д.А. Соловьевой, преподавателям кафедры геоморфологии СПбГУ, в частности д. г.-м. н. В.Ю. Кузнецову, к. г. н. Л.А. Савельевой, к. г. н. С.Ф. Болтрамовичу, Н.А. Костроминой, а также Т.А. Аксеновой, О.Ю. Аксенову, И.И. Корниловой, Д.В. Петрову, , М.А. Липатову, Е.В. Новоселовой, И.С. Сорокину, А.В. Андрианову, Н.Д. Харюшину, И.В. Труфанову, С.П. Железникову, Н.С. Маловой, А.И. Муравьеву.

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

1.1. Общие сведения

Ладожское озеро – самое крупное пресноводное озеро Европы и второе по размерам озеро в России. Административно акватория озера принадлежит Ленинградской области и республике Карелия (рис. 1). Территория водосборного бассейна охватывает часть Вологодской, Тверской, Архангельской, Псковской, Новгородской областей и Финляндии. В непосредственной близости от него (50 км) располагается второй по численности населения город России – Санкт-Петербург. Озеро является крупным источником питьевой воды для близлежащих населенных пунктов, имеет важное промысловое и судоходное значение.

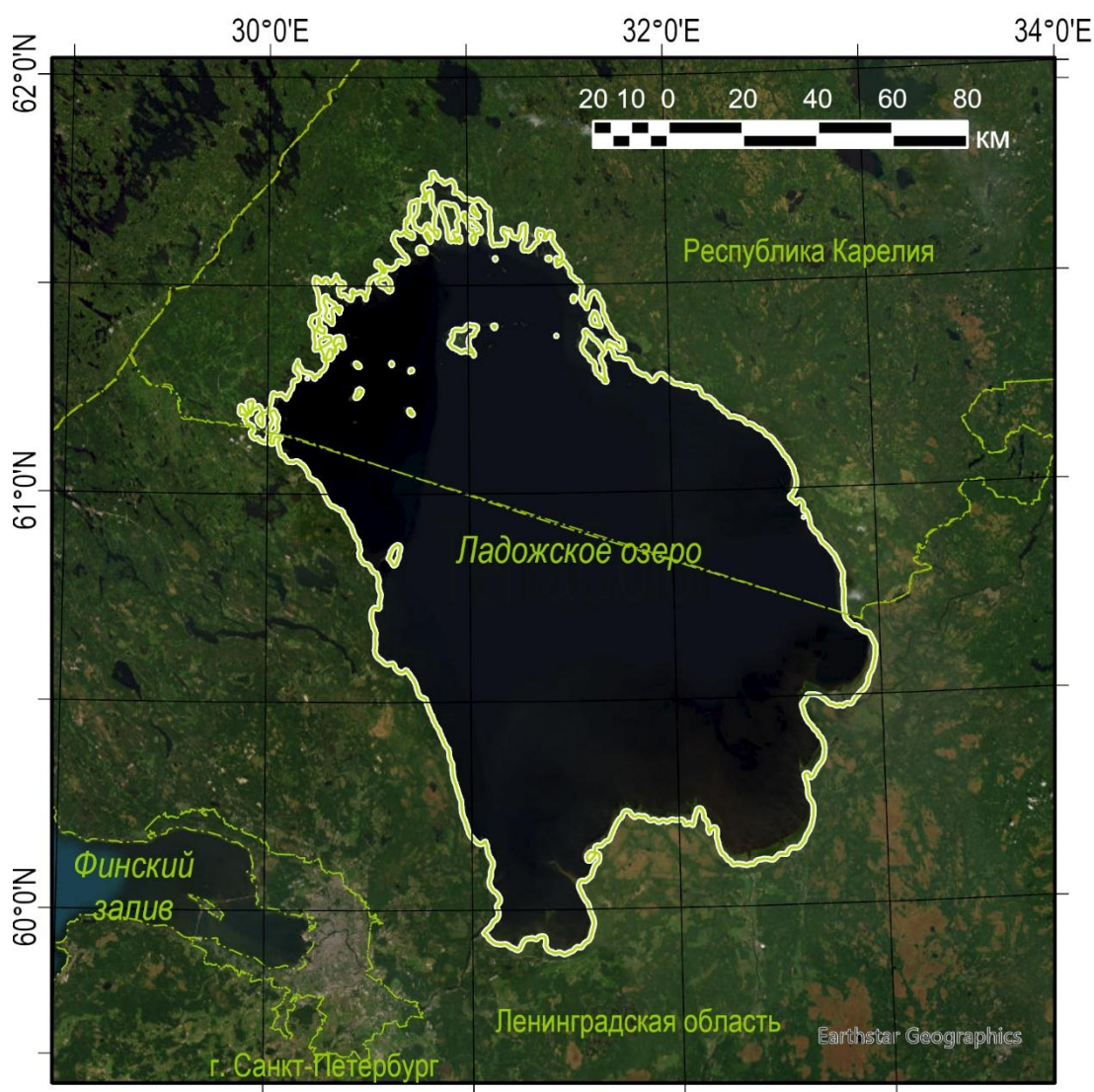


Рисунок 1. Местоположение Ладожского озера

Котловина Ладожского озера расположена на контакте Русской платформенной плиты и Балтийского кристаллического щита [Subetto et al., 2024]. Формирование котловины именно в этом месте обусловлено наличием Ладожско-Пашской грабен-синклинали рифейского возраста, вытянутой с юго-востока на северо-запад [Амантов, 2014].

С востока и запада от озера располагаются такие крупные водоемы как Онежское озеро и Финский залив Балтийского моря соответственно. С севера от него на территории Финляндии лежит Сайменская система озер, с юга – озеро Ильмень. В озеро впадают крупные реки Волхов, Сясь, Свирь, Олонка, Вуокса. Вытекает река Нева. Его площадь по последним данным составляет 17765,4 км², в то время как объем – 847,8 км³ [Naumenko, 2020]. Объем озера равен 847 км³ с периодом водообмена 12,7 лет. Озеро вытянуто в северо-западном направлении, его ширина постепенно уменьшается к северу. Длина продольной оси (от устья р. Волхов до г. Лахденпохья) составляет около 190 км, длина поперечной (от устья р. Бурная до п. Видлица) – 120 км. Средний многолетний уровень равен 4,78 м [Науменко, 2015]. Средняя глубина – 48,3 м, наибольшая – 230 м (в северной части) [Науменко, 2013а]. Длина береговой линии – 1570 км [Черняева, 1966].

К северному берегу приурочено большое количество островов и вытянутых между ними заливов и проливов, в совокупности формирующих шхеры Ладожского озера (рис. 1). Наиболее крупные шхеры – о-ва Риеккалансари и Тулоланасари (Сортавальские шхеры), о-ва Путсари, Хепосалонсари, Соролонсари, Кухка, Кильпола. В открытой части озера расположены два крупных архипелага – Валаамский и Западный. В состав Валаамского архипелага входят о. Валаам (наиболее крупный), о-ва Байевые, Крестовые и т.д. Западный архипелаг включает в себя шесть крупных островов – Воссинансари, Хейнясенмаа, Кугрисари, Верккосари, Мекерикке и Рахмансари. У восточного побережья расположены о-ва Мантсинсаари, Лункулансаари, а также архипелаг о-ва Салонена. У южного берега довольно мало островов, но широко развиты банки. Наибольшее количество островов приурочено к бухте Петрокрепость – о-ва Зеленцы, о. Кареджский. У западного побережья расположен один крупный остров – Коневец.

Большинство бухт и заливов также приурочено к северной шхерной части озера. У восточного берега наиболее крупными заливами являются Уксунлахти и Лункуланлахти, ограниченные полуостровом Уксалонпя и островом Лункулансаари соответственно, а также бухта Андрусовская, ограниченная островом Сало. В южной части озера расположены три крупных залива – Свирская и Волховская губы, бухта Петрокрепость. У западного побережья – заливы Тайпаловский и Черемухинский, бухты Владимировская и Моторная.

1.2. Гидрология Ладожского озера

Водосборный бассейн озера занимает площадь около 258 000 км². В него входят несколько частных водосборов: Ладожский (24 700 км²), в который входят бассейны мелких рек, впадающих в Ладогу; Онежско-Свирский, с площадью 84 400 км², Ильмень-Волховский (80 200 км²), а также Саймо-Вуоксинский (68 700 км²). Всего в бассейне водоема насчитывается около 50 000 озер. Такое количество водоемов связано с четвертичной историей региона, в том числе с ледниковой деятельностью, послужившей фактором образования озерных котловин. Большая часть притока вод в озеро поступает с реками Вуокса, Волхов и Свирь. Также крупными впадающими реками являются Бурная, Сясь, Олонка, Тулокса, Тулемайоки, Янисийоки. Сток из водоема осуществляется по реке Нева в Финский залив Балтийского моря. Реки имеют питание за счет атмосферных осадков и характеризуются высоким уровнем во время половодий и довольно низким в период межени [Науменко, 2013б].

В водном балансе озера основная часть притока приходится на поступление речных вод (70,16 км³) и атмосферные осадки (11,32 км³) (рис. 2). Совсем незначительной представляется доля подземного притока (1,3 км³). Расходную часть баланса составляют сток через р. Нева (76,49 км³) и испарение (8,17 км³) [Филатов, Балаганский, 2021].

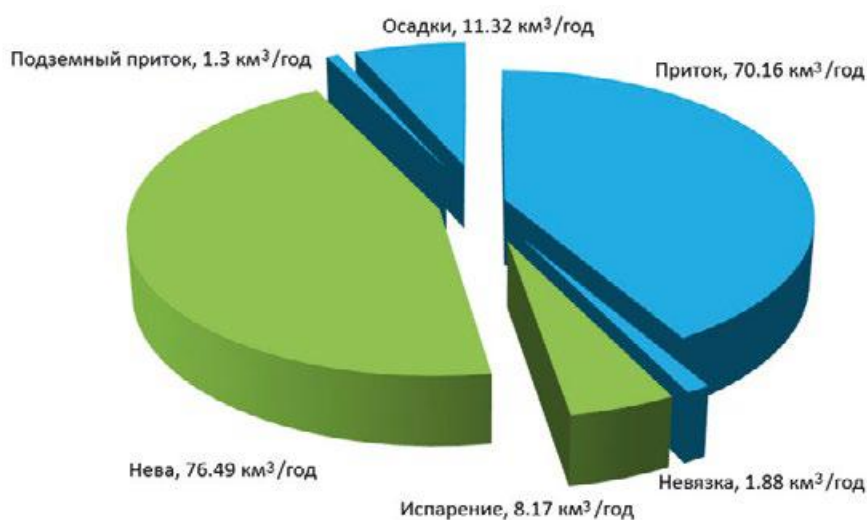


Рисунок 2. Структура водного баланса Ладожского озера за период 1956-2018 гг. по [Филатов, Балаганский, 2021]

Средний уровень Ладожского озера равен 4,78 м. По данным наблюдений на водомерных постах многолетний уровень воды меняется в пределах 2-3 м (рис. 3) [Филатов, Румянцев, 2021]. В целом наблюдается многолетний тренд на снижение со скоростью 3 мм/год [Науменко, 2015].

Выделяются циклы колебаний уровня периодичностью в 30 лет, а также короткопериодные в 5-11 лет. Такие изменения уровня связываются с естественными климатическими изменениями, с циклами общей увлажненности Шнитникова [Шнитников, 1966], с антропогенным влиянием [Филатов, Румянцев, 2021], а также с изменениями притока подземных вод [Большаинов, 2018]. На краткосрочные колебания уровня в пределах нескольких дней оказывают влияние штормовые явления, а также сейши – стоячие волны [Кириллова, Распопов, 1971].

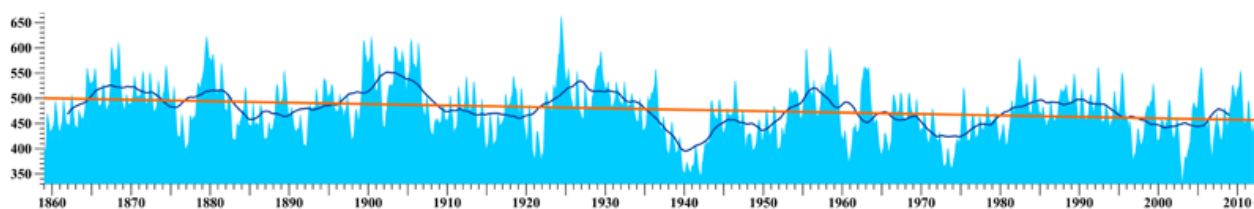


Рисунок 3. Изменчивость уровня Ладожского озера по среднемесячным (а) и среднегодовым (б) данным с 1859 по 2011 гг. по [Науменко, 2015]. Вертикальная шкала – уровень озера в Балтийской системе высот, см; Горизонтальная шкала – годы. Синяя линия – шестилетнее скользящее осреднение, красная линия – линейный тренд

Ладожское озеро относится к димиктическим озерам. Температура воды дважды в год переходит отметку $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, что приводит к перемешиванию вод. В весенний период возникает термическая фронтальная зона (термобар), которая разделяет слои воды с температурой ниже $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и выше. Мелководные участки довольно быстро прогреваются, за счет чего водные массы приобретают нормальную стратификацию. В центральной глубоководной части озера вода остается с постоянной температурой ниже $4\text{ }^{\circ}\text{C}$. По мере постепенного прогревания воды фронт термобара смещается к центру озера, пока вся масса воды не приобретет стратифицированное распределение температуры. Термобар существует с начала мая до начала июля. Наибольших значений температура воды достигает в августе (около $16\text{ }^{\circ}\text{C}$), наименьших – в середине марта. Осенью формируется обратная термическая фронтальная зона. В этом случае на мелководных участках озера, воды которых быстрее охлаждаются, возникает изотермическая зона, температура воды в которой ниже $4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Постепенно происходит продвижение термобара к центру озера до тех пор, пока вся водная толща не охладится до $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Распопов и др., 1969].

Образование льда на озере в среднем начинается в конце ноября. Полное покрытие льдом озера обычно происходит в середине февраля [Науменко и др., 2013]. К началу февраля 95 % озера перекрывается льдом. В апреле начинается вскрытие льда, которое продолжается примерно до середины мая [Бородулин и др., 2015].

В акватории озера встречаются стоковые, ветровые и плотностные течения, последние являются наиболее распространенными в открытой части водоема. Основным фактором

образования течений является перенос речных вод [Калесник, 1968]. До образования термической фронтальной зоны эти течения имеют прибрежный характер, но с возникновением термобара, стоковые воды вовлекаются в циклональную активность в южной и средней частях озера, в то время как в глубоководном северном районе такой активности не наблюдается. При этом течения активны в приповерхностном слое воды. Ниже воды остаются холодными с температурой 4°C. Летом средняя скорость течений составляет в среднем около 30 м/с, зимой – около 2-3 м/с [Филатов, 2013].

Сильное воздействие ветров сказывается на волнении. В северной и центральной частях высота волн составляет 4 м, а во время штормовых явлений – до 8 м. В южных бухтах высота волн обычно не превышает 2 м. Во Владимирской и Андрусовской бухтах высота волн наименьшая, что, видимо, связано с их положением поперек основного направления ветров. Также довольно защищены заливы Якимоварский, Лункуланлахти и Уксунлахти из-за их вытянутой и узкой формы [Кириллова, Распопов, 1971].

Воды Ладожского озера слабо минерализованы. Это зависит от геологического строения котловины, климатического режима и речного стока [Сусарева, 2015]. Средний показатель минерализации варьируется от 55 до 72 мг/л. Неоднородность геологического строения и рельефа водосбора приводит к большим различиям в минерализации речных притоков северной и южной частей озера. Так, минерализация южных рек достигает 200-300 мг/л, северных – 25-40 мг/л. По содержанию главных ионов озеро характеризуется гидрокарбонатно-кальциевым составом (HCO_3^- – 34,2 мг/л, Ca^{2+} – 9,5 мг/л) [Гусева, Игнатъева, 2021].

1.3. Климатический режим Приладожья

Район Ладожского озера находится в умеренном климатическом поясе, в зоне перехода от морского климата к континентальному. Климатический режим – бореальный. Климатические условия характеризуются большими амплитудами температуры, высокой относительной влажностью, облачностью и большим количеством осадков. Большую часть года на формирование климата оказывают влияние морские атлантические массы умеренных широт. Также значительную роль в формировании климата играют водные массы самого озера. Обычно средние показатели относительной влажности на побережье и акватории водоема выше, чем на прилегающих территориях, а средние температуры ниже [Каретников, Науменко, 2015].

Зима умеренно холодная и продолжительная. Наиболее холодным месяцем является февраль со средними температурами -8 – -10 °С. Весна холодная, с малым количеством осадков. К маю температура повышается до 8-9 °С. Лето теплое, с самым теплым месяцем – июлем. Его средние температуры составляют 14-17 °С. Максимальные достигают 30-33 °С. Ко второй

половине сезона увеличивается количество осадков. Осенью довольно пасмурно, большое количество дождей и туманов. К ноябрю температура достигает отрицательных значений [Каретников, Науменко, 2015].

Наибольшие показатели относительной влажности воздуха приходятся на декабрь и составляют 86-88 %, наименьшие в мае – 68-76 % [Каретников, Науменко, 2015]. Дождливых дней в году около 200, среднегодовое количество осадков – около 600 мм. Наибольшее количество осадков (380 мм) приходится на теплое время года. Распределение осадков по озеру неравномерно. На побережье количество осадков достигает значений 400 мм/год, на акватории – 325 мм/год. Первый снег выпадает в конце октября [Кириллова, Распопов, 1971].

Большую часть года преобладают юго-западные, южные и юго-восточные ветра. В южной части их повторяемость составляет 45-65%. Также часты вторжения северных и северо-восточных ветров в теплое время года. Средняя месячная скорость ветра составляет 7-9 м/с. Часто случаются штормы. Наиболее часто они отмечаются в открытой части, в бухте Петрокрепость и в северной части (20-50 дней в году). Число штилей в течение года составляет 5-16 дней, более часто они возникают в теплый период. В береговой зоне наблюдаются слабые бризы со скоростью ветра от 2 до 6 м/с [Каретников, Науменко, 2015].

ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1 Формирование представлений о строении, истории, развитии и современном состоянии котловины Ладожского озера

Условно историю изучения котловины Ладожского озера можно разделить на 3 этапа. Первый этап начался в конце XIX века и продолжался вплоть до 40-х годов XX века. Прежде всего он связан с вопросом вековых колебаний уровня Ладожского озера. Финскими и советскими исследователями были подробно изучены береговые формы Приладожья (валы, бары, террасы) [Земляков, 1932; Марков, 1949; Марков, 1949; Яковлев, 1925; Ailio, 1915; Нууррӓ, 1943]. В результате было установлено, что в послеледниковое время уровень Ладожского озера поднимался как минимум два раза: в раннем (Анциловая трансгрессия) и позднем голоцене (Ладожская трансгрессия). Оценки максимального уровня трансгрессий у разных исследователей отличались. Причины подъема вод объяснялись гляциоизостатическим перекосом котловины озера.

Кроме того, в этот этап проводились и исследования дна озера. Так, у западного берега впервые были пробурены глубокие скважины с целью инженерно-гидрогеологических изысканий [Краснов, Рейнеке, 1935]. Также были выполнены первые работы по изучению донных осадков озера [Андреев, 1875; Гильзен, 1905; Молчанов, 1945].

В послевоенное время начались планомерные исследования дна Ладожского озера, которые возглавлял Институт озероведения АН СССР (изначально Лаборатория озероведения). С 1956 по 1962 гг. на акватории Ладожского озера сотрудниками этой организации проводился геологический пробоотбор малых колонок (до 1 м). На основе гранулометрического анализа 618 отобранных колонок были получены представления о составе, стратификации и распределении осадков по дну Ладожского озера (рис. 4). Эти материалы были обобщены в монографии [Семенович, 1966]. Эти же колонки были использованы для спорово-пыльцевого и диатомового анализов, что позволило получить первые представления о биостратиграфии голоценовых отложений [Абрамова, Давыдова, Квасов, 1967; Давыдова, 1985; Давыдова, Трифонова, 1982].

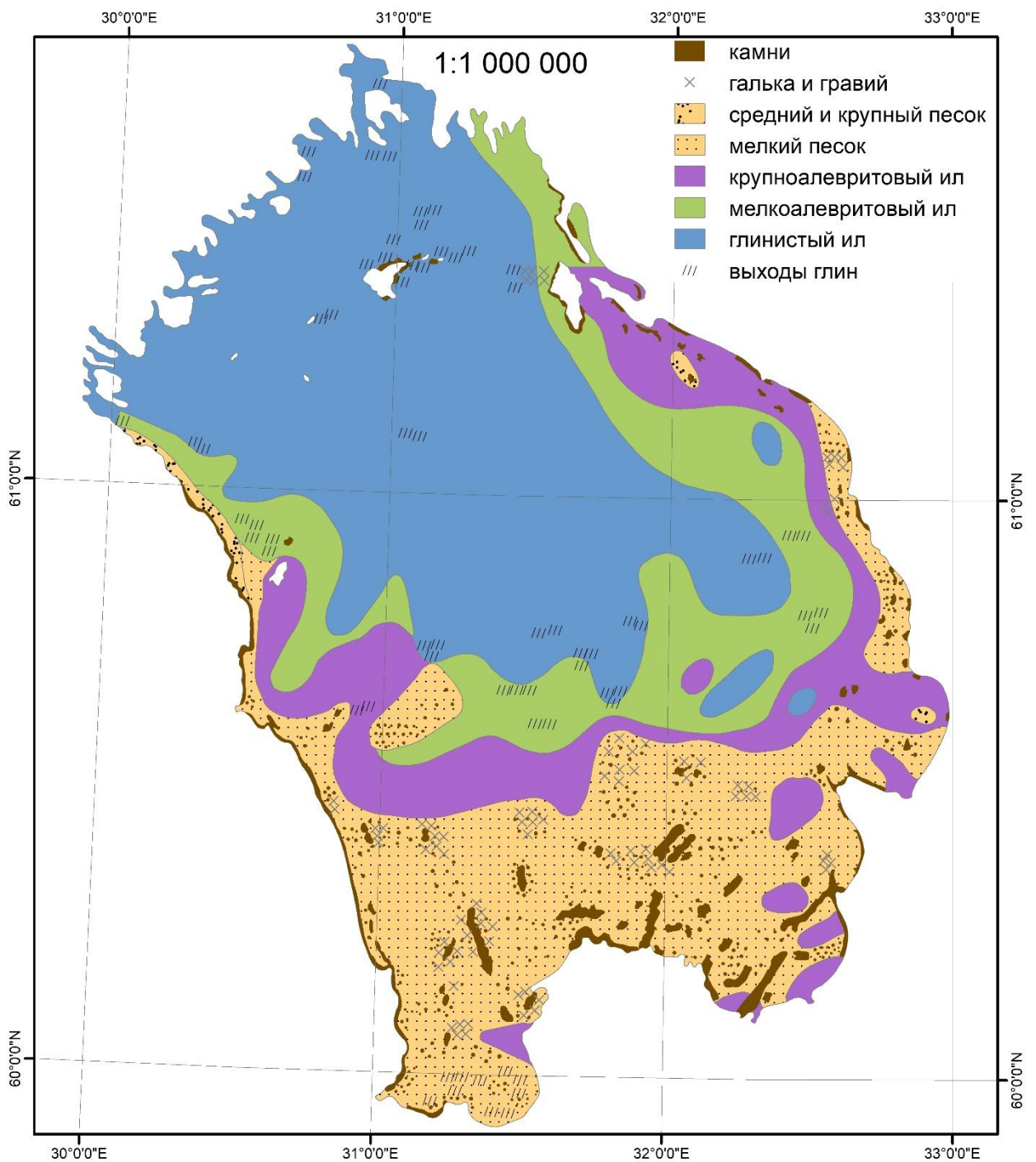


Рисунок 4. Схема распределения донных отложений Ладожского озера, оцифрованная по [Семенович, 1966]

С 1989 по 1991 гг. сотрудниками Всесоюзного научно-исследовательского института геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) были выполнены

геолого-геофизические работы на акватории Ладожского озера. Они включали в себя непрерывное сейсмоакустическое профилирование, акустическое профилирование и геологический пробоотбор с 3-метровой грунтовой трубкой и дночерпателем [Геоэкология..., 1995]. Полученные данные стали основой для нескольких направлений исследований.

Одним из таковых стало изучение четвертичных отложений дна. Д.А. Субетто с соавторами сформировали представления о том, что четвертичный разрез озера представлен толщей последнего гляциоседиментационного цикла, включающей в себя (от подошвы разреза к кровле): поздневалдайские ледниковые и ледниково-озерные отложения, а также голоценовые озерные отложения [Субетто, 2009; Subetto et al., 1998]. Результатом этих исследований также стала схема четвертичных отложений (рис. 5).

Материалы работ 80-х годов также стали основой для обобщения сведений о геоэкологии и седиментологии Ладожского озера. С помощью литолого-геохимических, гидрохимических, гидробиологических, водно-токсикологических и других методов изучения донных осадков и вод были получены геоэкологическая оценка состояния Ладожского озера, оценка уровня техногенного воздействия на дно озера, составлены эколого-гидрогеохимическая и геоэкологическая схемы [Иванов, Гуревич, 1995]. Кроме того, были описаны процессы седиментогенеза водоема в условиях техногенной нагрузки, представлена первая литодинамическая схема (рис. 6) [Усенков, 2012; Усенков, и др., 1999].

Примерно в это же время геолого-геофизические работы были проведены сотрудниками ВСЕГЕИ. В них были включены геологическое драгирование, непрерывное сейсмоакустическое профилирование и звуковая геолокация. На основе этих данных Амантовым А.В. были сформированы представления о геологическом строении и тектонике котловины Ладожского озера [Амантов, 1993; Амантов, 2014; Амантов, Спиридонов, 1989]. Автором была составлена первая геологическая схема Ладожского озера (рис. 7). Было установлено, что котловина сложена архей-вендскими породами Балтийского кристаллического щита и венд-кембрийскими породами Восточно-Европейской платформы.

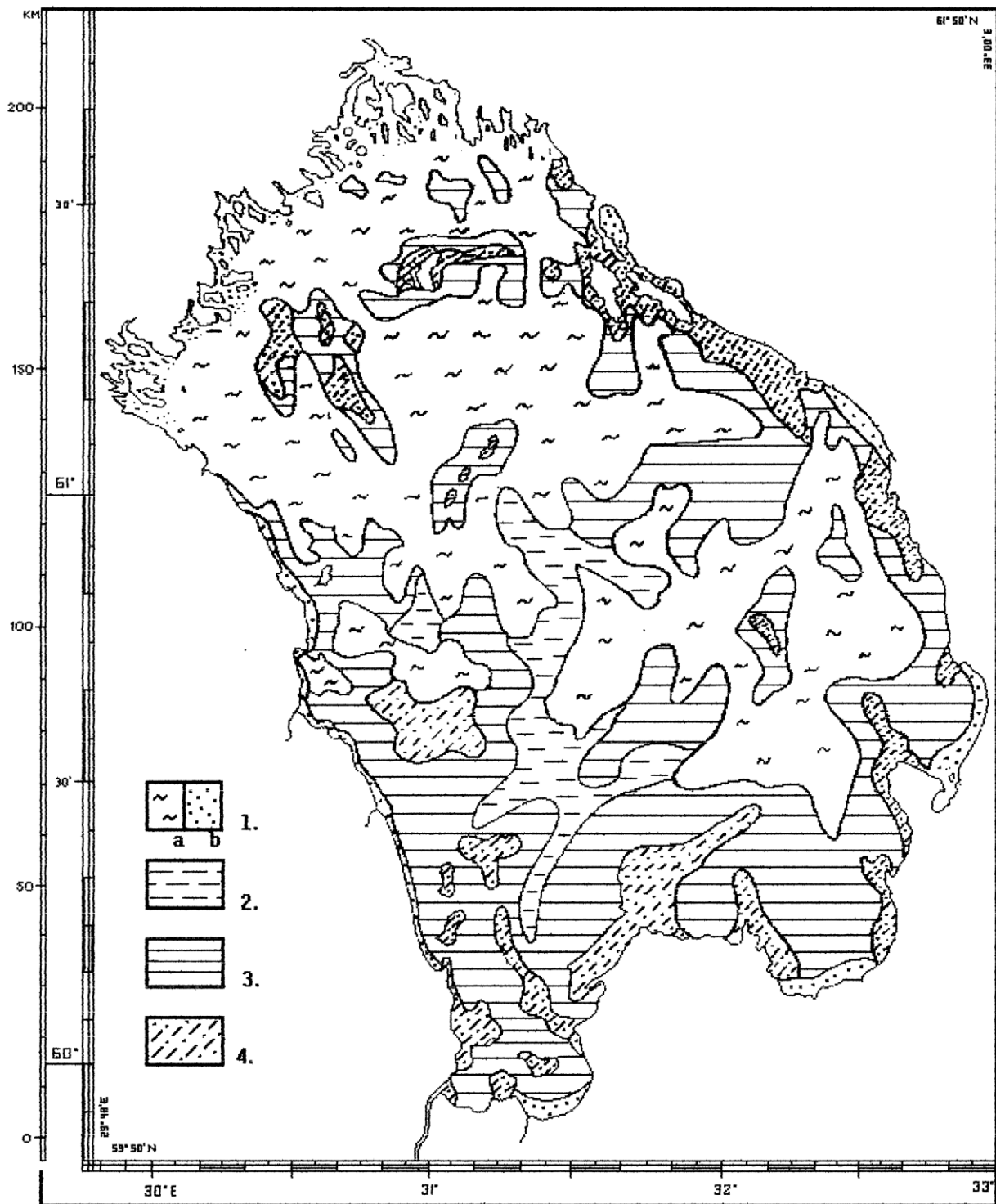


Рисунок 5. Схема четвертичных отложений Ладожского озера [Subetto et al., 1998]. Условные обозначения: 1 – озерные отложения: илы и пески; 2 – озерные отложения: гомогенные глины; 3 – ледниково-озерные отложения: ленточные глины; 4 – морены

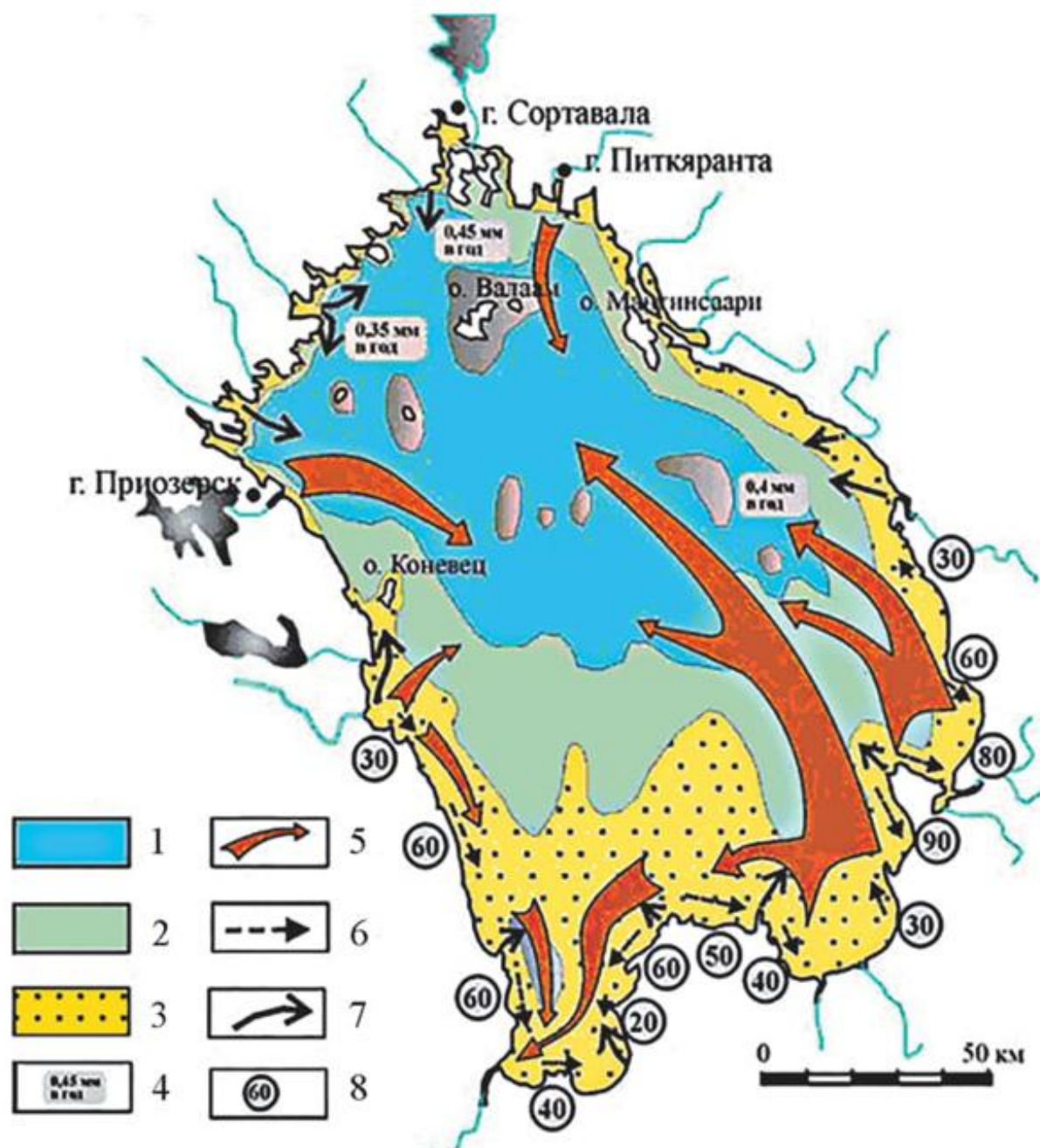


Рисунок 6. Литодинамическая схема Ладожского озера: пути поступления и транспортировки осадочного материала и обстановки по [Усенков, Свешников, Щербаков, 1999]. 1-3 – обстановки осадконакопления: 1 – эрозия (накопление осадков отсутствует), 2 – транзит, 3 – аккумуляция; 4 – средние скорости седиментации по разрезу; 5-6 – потоки осадочного вещества: 5 – основные, 6 – дополнительные; 7 – вдольбереговые потоки наносов; 8 – мощность вдольбереговых потоков наносов в 1000 м^3 в год

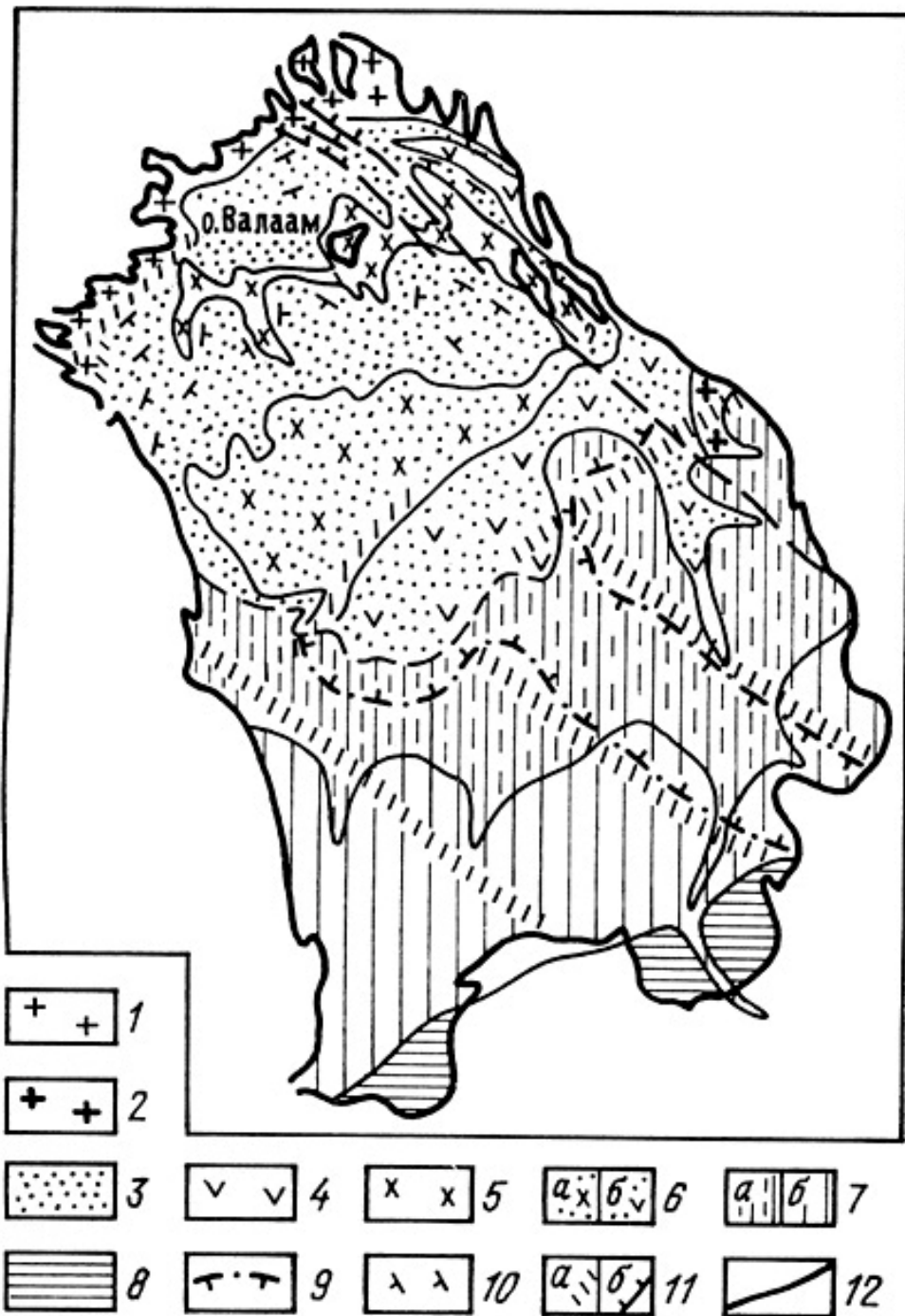


Рисунок 7. Схема геологического строения Ладожского озера [Амантов, Спиридонов, 1989]. 1 – свекокарельский комплекс; 2 – граниты рапакиви, рифей; 3 – песчаники алевролиты, аргиллиты; 4 – диабазовые и базальтовые порфириты; 5 – габбродиабазы, сиенито-диориты; 6 – образования нерасчлененные, с преобладанием: а – габбродиабазов, б – порфиритов; 7 – венд: а – пески, песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины редкинского горизонта и гдовских слоев; б – алевролиты, глины, песчаники котлинской свиты; 8 – нижний кембрий, глины; 9 – граница вероятного широкого распространения траппов под платформенным чехлом; 10 – элементы залегания; 11 – разломы предполагаемые: а – довендские, б – обновленные на платформенном этапе; 12 – береговая линия

Современный этап исследований дна Ладожского озера начался в 10-х годах XXI века. Наиболее значимые результаты были достигнуты в рамках российско-германского проекта «PLOT» («Paleolimnological transect») [Melles et al., 2019]. В 2013 году на акватории озера были проведены работы, которые включали в себя сейсморазведку высокого разрешения (СВР), акустическое профилирование (АПр) и геологический пробоотбор. К северу от острова Коневец были пробурены две глубокие скважины – Со1309 (22,6 м) и Со1310 (18 м). Отобранный керн Со1309 был датирован радиоуглеродным, оптически стимулированным люминесцентным и варвохронометрическим методами, были проведены биостратиграфические (спорово-пыльцевой, диатомовый), геохимические, гранулометрический и изотопный анализы. В результате была предложена возрастная модель, охватывающая возрастной интервал от 117 000 кал. л.н. (микулинское межледниковье, МИС 5) вплоть до современности, которая была сопряжена с реконструкцией палеогеографических и палеоэкологических условий. Выводы, полученные в ходе этого исследования, были неоднократно опубликованы [Andreev et al., 2019; Gromig et al., 2019; Kostrova et al., 2019; Ludikova et al., 2021; Savelieva et al., 2019]. Данные СВР и АПр, скоррелированные со стратиграфией керна Со1309, были использованы для характеристики условий формирования четвертичного покрова Ладожского озера и динамики поздневалдайского ледника, перекрывавшего водоем в прошлом [Lebas et al., 2021].

В 2014-2015 гг. на Ладожском озере состоялись две экспедиции проекта «Сопровождение комплексной экспедиции на Ладожском озере для изучения строения и стратификации четвертичного покрова и палеогеографического развития приозерного региона в позднем неоплейстоцене-голоцене», в которых приняли участие Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Центр анализа сейсмических данных МГУ им. Ломоносова (ЦАСД МГУ) и Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН (ИВПС КарНЦ РАН). В ходе этих работ была проведена сейсморазведка ультравысокого разрешения в северной и центральной частях озера (в 2014 г.) и сверхвысокого разрешения южной части (в 2015 г.). Результаты этих работ позволили уточнить строение четвертичного разреза и геоморфологии дна озера. Полученные материалы были представлены на нескольких конференциях [Рыбалко и др., 2017; Рыбалко, Субетто, Токарев, 2015], и публикациях, посвященных геоморфологии Ладожского озера [Беляев и др., 2020; Рыбалко и др., 2023; Rybalko et al., 2022].

По сей день свои исследования продолжают специалисты Института озераведения СПб ФИЦ РАН (бывший Институт озераведения АН СССР). Ежегодно на акватории озера проводятся рейсы, включающие в себя геологический пробоотбор малых колонок (до 1,5 м). Выполняются исследования, направленные на изучение литологии донных осадков [Анохин и др., 2021a], возраста и происхождения отложений [Sapelko et al., 2019], климатических условий и колебаний

водоема по данным о строении отложений малых озер на побережье [Кузнецов, Субетто, 2019; Сапелко и др., 2014; Сапелко и др., 2019; Сапелко, Терехов, Амантов, 2018], подводных ландшафтов с помощью необитаемого подводного аппарата [Дудакова и др., 2021; Дудакова, Дудаков, Анохин, 2018; Науменко и др., 2022]. За последние годы сотрудниками Института озераведения опубликовано несколько крупных трудов, посвященных комплексному описанию Ладожского озера [Ладога, 2013; Ладожское озеро и достопримечательности ..., 2015; Современное состояние и проблемы ..., 2021].

2.2 Формирование представлений о рельефе дна Ладожского озера

В предыдущем разделе было продемонстрировано, что исследования дна Ладожского озера сводятся к нескольким основным направлениям: геология, литология, палеогеография и геоэкология. Геоморфология озера, при этом, чаще всего упоминается лишь в качестве вспомогательной информации. В этом разделе будут кратко представлены основные труды, посвященные изучению рельефа озера.

Началом исследований рельефа дна Ладожского озера можно считать проведение первых гидрографических работ на акватории озера в конце XIX века [Андреев, 1875]. В результате гидрографической съемки дна озера было составлено первое описание морфометрических характеристик озера. По этим данным, наибольшая глубина озера составляет 122 сажени (~223 м) при средней глубине 50 сажень (~91 м). По материалам съемки была составлена батиметрическая карта озера (рис. 8).

Первым трудом, в котором приводится геоморфологическое описание Ладожского озера, является книга [Ладожское озеро..., 1978]. В этой работе большое внимание уделяется геоморфологии и четвертичным отложениям северо-восточного Приладожья. В том числе, в данной монографии детально охарактеризованы краевые комплексы Невской стадии, расположенные в этом районе. Они представляют собой ансамбли водно-ледниковых образований, состоящих из зандровых равнин, озов, флювиогляциальных дельт и конусов выноса, эрозионных ложбин и долин стока талых ледниковых вод. Но, кроме того, авторы дают характеристику рельефа и самой котловины. Так, в южной части озера выделяется наклонная плоская аккумулятивная озерная равнина с большими мощностями четвертичного покрова. Северная часть озера представлена расчлененным мозаично-блоковым рельефом. В центральной части озера выделяются куполообразные и валообразные линейные поднятия. Это все отображено на первой геоморфологической схеме Ладожского озера (рис. 9а).

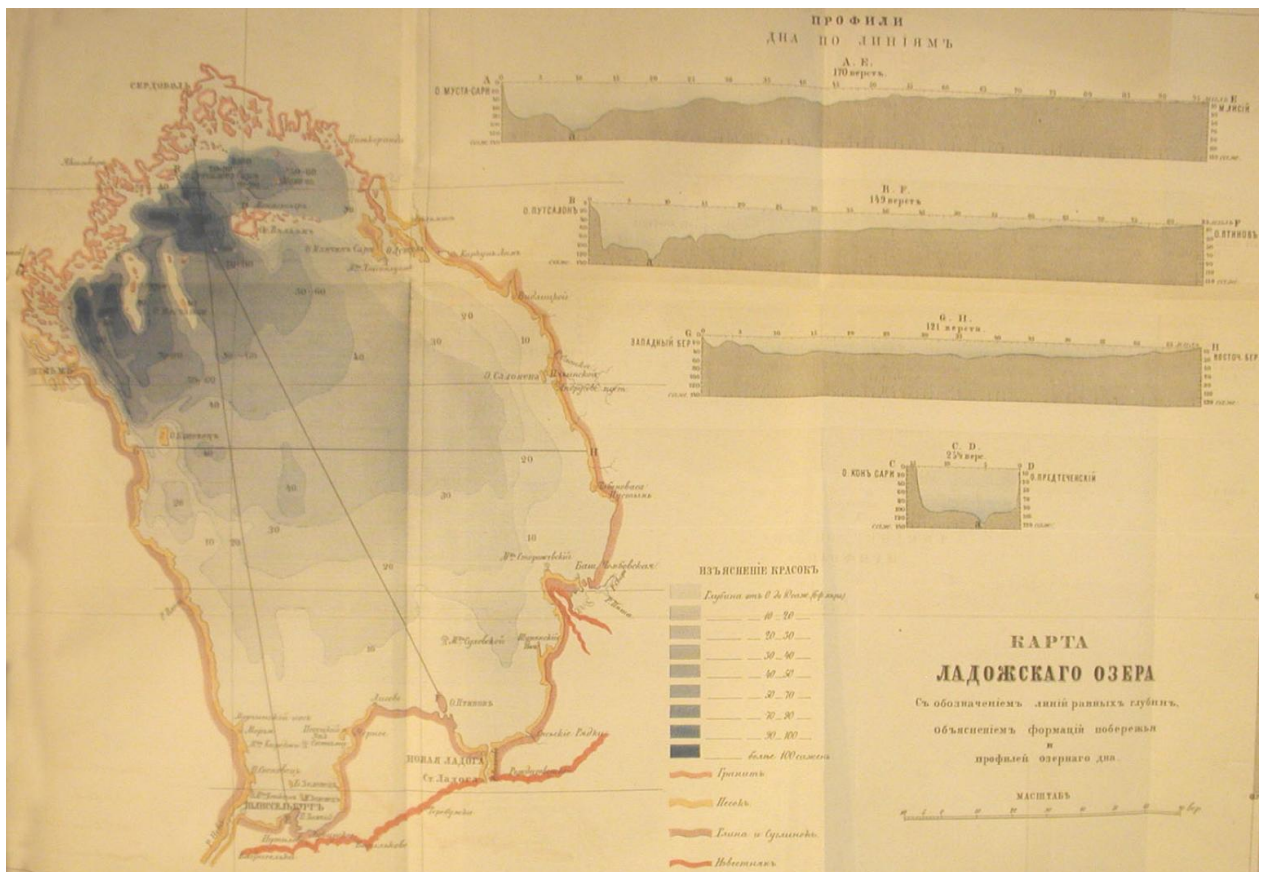


Рисунок 8. Батиметрическая карта Ладожского озера [Андреев, 1875]

В дальнейшем, развитию представлений о геоморфологии Ладожского озера поспособствовали работы ВНИИОкеангеология 1980-х годов. Полученные геофизические данные, в совокупности с геологическим пробоотбором, позволили уточнить сведения о строении донной поверхности и приповерхностного разреза. Геоморфологическая интерпретация этих данных представлена в двух работах. В монографии [Геоэкология..., 1995] Мусатовым Е.Е. была дана характеристика геоморфологии дна водоема. Так, в южной части озера выделяются два абразионно-аккумулятивных уровня на глубинах 0-20 м и 25-50 м. Центральную часть озера, по представлениям автора, занимает аккумулятивная озерная равнина на глубинах 60-70 м. Также, впервые были выделены погребенные долины, пересекающие южную и центральную части озера с юга на север. Предполагается, что они связаны с долинами Пра-Волхова, Пра-Сяси и Пра-Свири. Северная часть озера представляется как совокупность денудационно-тектонических останцов и грабенообразных желобов. Решающая роль в формировании облика северной части отводится нисходящим неотектоническим подвижкам по сбросам. Второстепенное значение имеет избирательная ледниковая экзарация. Все эти формы рельефа отображены на геоморфологической схеме (рис. 9б). Также автором охарактеризована морфоструктура котловины, даны оценки мощностей верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений.

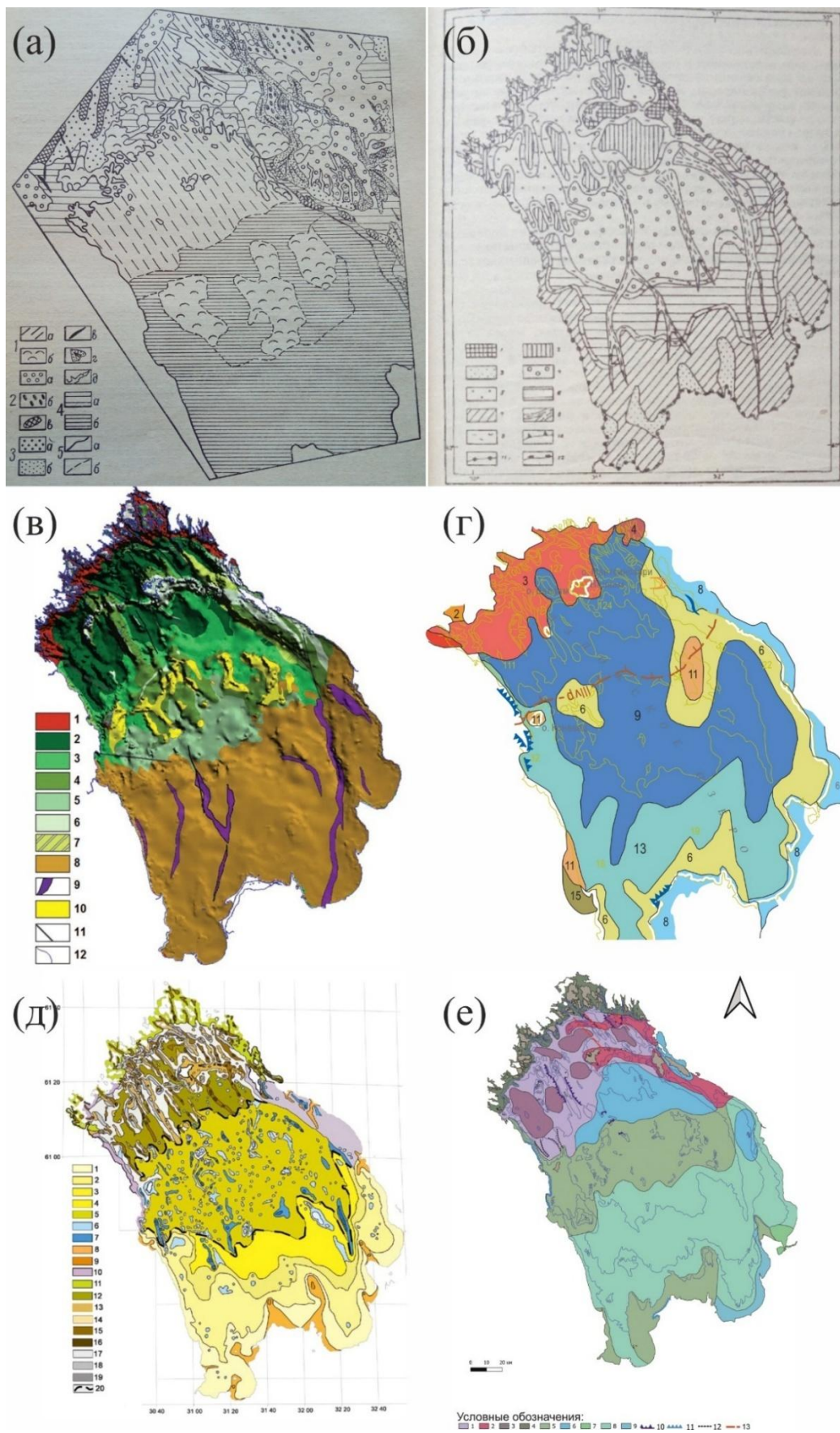


Рисунок 9. Примеры геоморфологических схем Ладожского озера различных авторов. (а) –схема геоморфологического строения северного и северо-восточного Приладожья и Ладожской

котловины Лукашова А.Д. [Ладожское озеро..., 1978]; (б) – геоморфологическая схема Мусатова Е.Е. [1995]; (в) – схема типов рельефа Амантова А.В. [Амантов, Амантова, 2014]; (г) – фрагмент геоморфологической схеме ГГК 1000/3 [Государственная геологическая карта..., 2015]; (д) – геоморфологическая схема Анохина В.М. [Анохин и др., 2021б]; (е) – геоморфологическая схема Беляева П.Ю. [Беляев и др., 2020]

Принципиально другая характеристика рельефа Ладожского озера дана в работе Амантова А.В. и Амантовой В.М. [2014]. По мнению авторов, главенствующую роль в формировании облика дна Ладожского озера занимает ледниковая денудация. Котловина озера представляется как «ледниковый равнинный цирк». Погребенные долины, охарактеризованные Мусатовым Е.Е. как речные палеодолины, описываются как ледниковые туннельные. Неотектоническая активность учитывается только с точки зрения гляциоизостатической компоненты. Важным дополнением к представлениям о геоморфологии озера является выделение холмистого рельефа завершающей ледниковой аккумуляции, что не описывалось прежде. На рис. 9в представлена созданная авторами схема некоторых типов рельефа с точки зрения ледниковой теории.

Частично, материалы экспедиций 1980-х годов были задействованы и при составлении геоморфологической схемы масштаба 1 : 1000 000 участка Р-(35),36 в рамках государственного геологического картирования 3 поколения [Государственная геологическая карта..., 2015]. На данной схеме детально отображен субэзральный рельеф, в то время как рельеф Ладожского озера представлен схематично (рис. 9г). В него включены две формы структурно-денудационного рельефа и три формы аккумулятивного. Большую часть озера занимают волнистые озерные равнины с минимальными превышениями высот. С севера котловина окаймляется холмисто-грядовыми равнинами, умеренно расчлененными эрозией. На южной и юго-западной оконечностях озера расположены плосковолнистые ледниково-озерные террасы и равнины. В центре озера, а также на южном и восточном краях залегают холмисто-увалистые равнины. Относительно небольшой процент площади занимают пологоволнистые и всхолмленные ледниковые равнины [Бахтеев, 2015].

Большую роль в исследовании рельефа дна Ладожского озера сыграла созданная М.А. Науменко (Институт озероведения СПб ФИЦ РАН) цифровая батиметрическая модель (ЦБМ) Ладожского озера [Науменко, 2013а; Naumenko, 2020]. Данная модель была выполнена на основе интерполяции значений глубины с комплекта навигационных карт Главного управления навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации масштабов 1 : 250 000 и 1 : 100 000. В результате была получена ЦБМ с разрешением 500 м. Благодаря этому, стало возможным применение ГИС-технологий при изучении рельефа дна озера. Так, были уточнены различные лимнологические и морфометрические показатели, такие как объем озера, площадь

озера, средняя глубина, средний угол наклона [Naumenko, 2020]. Кроме того, на основе ЦБМ Анохиным В.М. была создана геоморфологическая схема (рис. 9д) [Анохин и др., 2021б]. Благодаря большому разрешению ЦБМ, данная схема стала значительно детальнее по сравнению с работами предшественников. Так, в центральной и южной частях озера было выделено большое количество форм мезорельефа, определенных как ледниковые. В северной части картированы гряды и долины структурно-денудационного рельефа. Тем не менее, при составлении этой схемы учитывались только данные ЦМР и литературные источники.

Одной из последних работ по геоморфологии озера стала статья Беляева П.Ю. с соавторами [2020]. Источником информации о рельефе дна стали данные ССВР и СУВР, собранные в 2014-2015 годах (см. раздел 3.1). Представленные в этой работе данные сейсмоакустики были коррелированы с материалами геологического пробоотбора [Субетто, 2009; Gromig et al., 2019] и экстраполированы на всю котловину озера. Новизна этой схемы состоит в том, что на ней были выделены формы, связанные с гравитационными процессами в озере («гравитационные склоны», «точечные проявления оползней»).

Обобщая выше сказанное, можно прийти к выводу о том, что несмотря на более чем вековую историю изучения дна Ладожского озера и достаточно весомое количество работ по геоморфологии озера, ни одна из них не является достаточно полной. В некоторых используются исключительно геолого-геофизические данные (рис. 9б,в,г,е), в других работах – только батиметрические (рис. 9д). Существуют также некоторые другие схемы с интерпретацией рельефа озера (схема структурно-геоморфологического районирования Ладожского озера Кошечкина Б.И. [2015], морфологическая карта дна Ладожского озера Челпанова М.Ю. [1998]). В настоящей работе будут использованы совместно данные батиметрии и геофизические данные, коррелированные по имеющимся литературным данным.

ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для комплексной геоморфологической интерпретации были использованы как архивные, так и новейшие данные сейсмоакустических исследований, проведенных на Ладожском озере в совокупности с цифровой батиметрической моделью (рис. 10, 11). Геофизические данные позволяют получить информацию о строении четвертичных отложений, слагающих дно озера, что, в совокупности с материалами геологического пробоотбора, дает возможность предположить возраст и происхождение форм рельефа. Батиметрическая основа дает информацию о морфологии, простирании и характере распределения форм по поверхности дна.

3.1 Сейсмические и гидроакустические данные и их обработка

Для данного исследования были использованы геофизические материалы нескольких экспедиций, проведенных с 2013 по 2015 год (рис. 10), а также архивные данные экспедиций 80-90-х годов XX века, полученных сотрудниками отдела региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ (рис. 11). Данные 2013 года получены в рамках полевых работ германско-российского проекта «PLOT». В ходе экспедиции на научно-исследовательском судне ИВПС КарНЦ РАН «Эколог» на акватории Ладожского озера была проведена сейморазведка высокого разрешения (СВР) [Lebas et al., 2021]. В качестве источника сигнала был использован пневматический источник («Эйрган») Mini-GI фирмы Sercel, для приема сигнала – 32-канальная коса с шагом 1,68 м между приемниками. Центральная частота находилась в интервале 160-200 Гц. Средняя скорость судна составляла 5-6 узлов, интервал выстрелов – 4 с. Вертикальное разрешение в среднем равняется 2-3 м, при максимальной глубинности до 150 м. Было выполнено несколько региональных профилей ЮВ-СЗ и ЮЗ-СВ простирания, а также в северной части озера заложено два полигона с площадным покрытием. Полученная сеть профилей покрывает большую часть площади водоема, суммарная длина профилей около 1500 км.

В то же время, параллельно с СВР было проведено акустическое профилирование (АПр) при помощи параметрического профилографа SES-2000 фирмы Innomar. Центральная частота прибора – 10 кГц. Частота выстрелов – до 50 выстрелов в секунду. Глубинность съемки достигает 35 м при вертикальном разрешении в воде до 1 дм.

В 2014 году в ходе экспедиции СПбГУ, ЦАСД МГУ им. М.В. Ломоносова и ИВПС КарНЦ РАН была выполнена сейсмическая съемка ультравысокого разрешения (СУВР). Источником сигнала стал электродинамический источник («Бумер») с центральной частотой 2 кГц. Для приема сигнала использована 16-канальная коса с расстоянием 2 м между приемниками. Время между выстрелами составило 0,5 с, скорость судна – 5-6 узлов. Вертикальное разрешение в воде

составило 0,2-0,3 м при глубинности до 50 м. В результате этих работ был выполнен один региональный ЮВ-СЗ профиль, один ЮЗ-СВ профиль, а также два полигона с площадным покрытием, расположенных в пределах полигонов 2013 года.

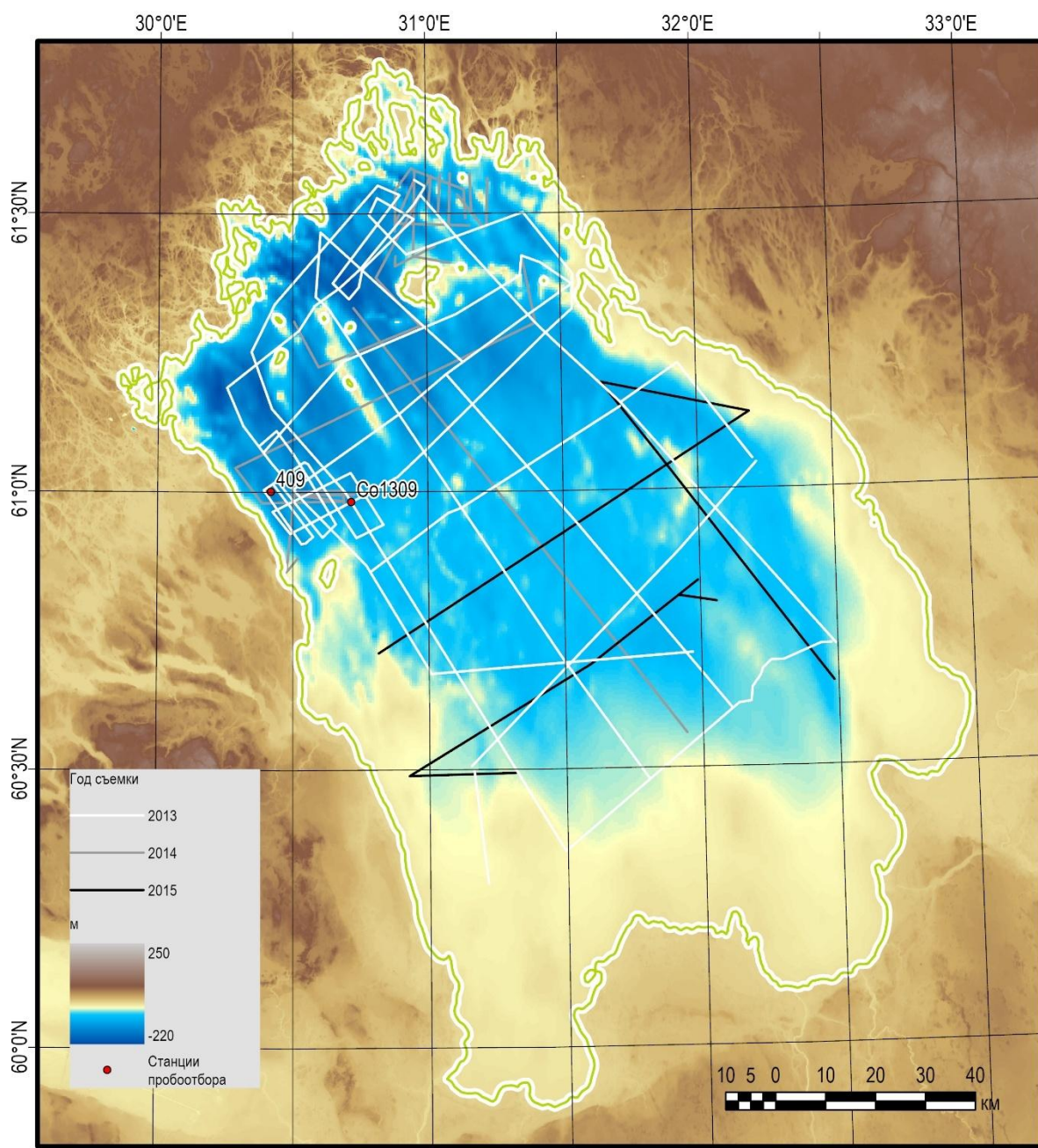


Рисунок 10. Карта фактического материала. Сеть сейсмических профилей, полученных с 2013 по 2015 года, ЦБМ Ладожского озера, совмещенная с ЦМР FABDEM V 1-0 [Hawker, Neal, 2021], и станции пробоотбора, упомянутые в тексте

Полевые работы СПбГУ, ЦАСД МГУ им. М.В. Ломоносова и ИВПС КарНЦ РАН 2015 года были сосредоточены на южной части Ладожского озера. В это раз была проведена сейсмическая съемка сверхвысокого разрешения (ССВР) при помощи электроискрового

источника («Спаркер»). Поскольку принцип работы этого источника не позволяет излучать сигнал в слабо минерализованных водах Ладожского озера (см. раздел 1.2), он был помещен в закрытый контейнер с соленой водой. Центральная частота составила 600 Гц. Были задействованы две косы – одноканальная и 16-канальная с расстоянием 2 м между приемниками. Время между выстрелами – 1 с, при скорости судна 4 узла. По итогам, были получены несколько региональных профилей ЮВ-СЗ и ЮЗ-СВ направления.

Кроме того, в рамках этой работы использованы архивные геофизические материалы, собранные в рамках Государственного геологического картирования сотрудниками отдела региональной геозкологии и морской геологии с 1987 по 1995 гг. (рис. 11) [Амантов, 1991]. Они включают в себя два набора данных. Первый представлен материалами непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП). При сборе данных использовались электроискровой источник и 19-канальная 10-метровая сейсмокоса. В связи с неоднородным рельефом поверхности дна использовались две методики съемки. Низкочастотная, с центральной частотой 250 Гц, использована в северной и центральной частях озер, на глубинах больше 60 м. Разрешающая способность составила около 5 м. Глубинность профилирования ограничивалась верхней частью дочетвертичного фундамента. Время выстрелов сигнала – 2 с. Высокочастотная методика с центральной частотой 450-500 Гц была задействована в южной мелководной части. Здесь вертикальное разрешение составило 3 м. Время выстрела – 1 с. Скорость судна при обоих методиках составила 6 узлов. Несмотря на то, что параметры съемки выбирались для целей изучения строения дочетвертичных пород, интерпретировать особенности строения четвертичного разреза и морфологии донной поверхности по этим данным также представляется возможным, хоть и не с такой степенью детальности, как с новыми материалами сейсморазведки.

Второй набор данных представляет собой профили геолокации (устаревшее название акустического профилирования). Центральная частота геолокатора составила 7500 Гц, вертикальное разрешение – 0,4-0,5 м, глубинность метода – 25 м. Частота импульса – 4 выстрела в секунду. Скорость судна при съемке – 6 узлов. Такой набор параметров позволил получить представление о строении верхних частей четвертичного разреза – послеледниковых отложений (ледниково-озерных ленточных глин и озерных илов).

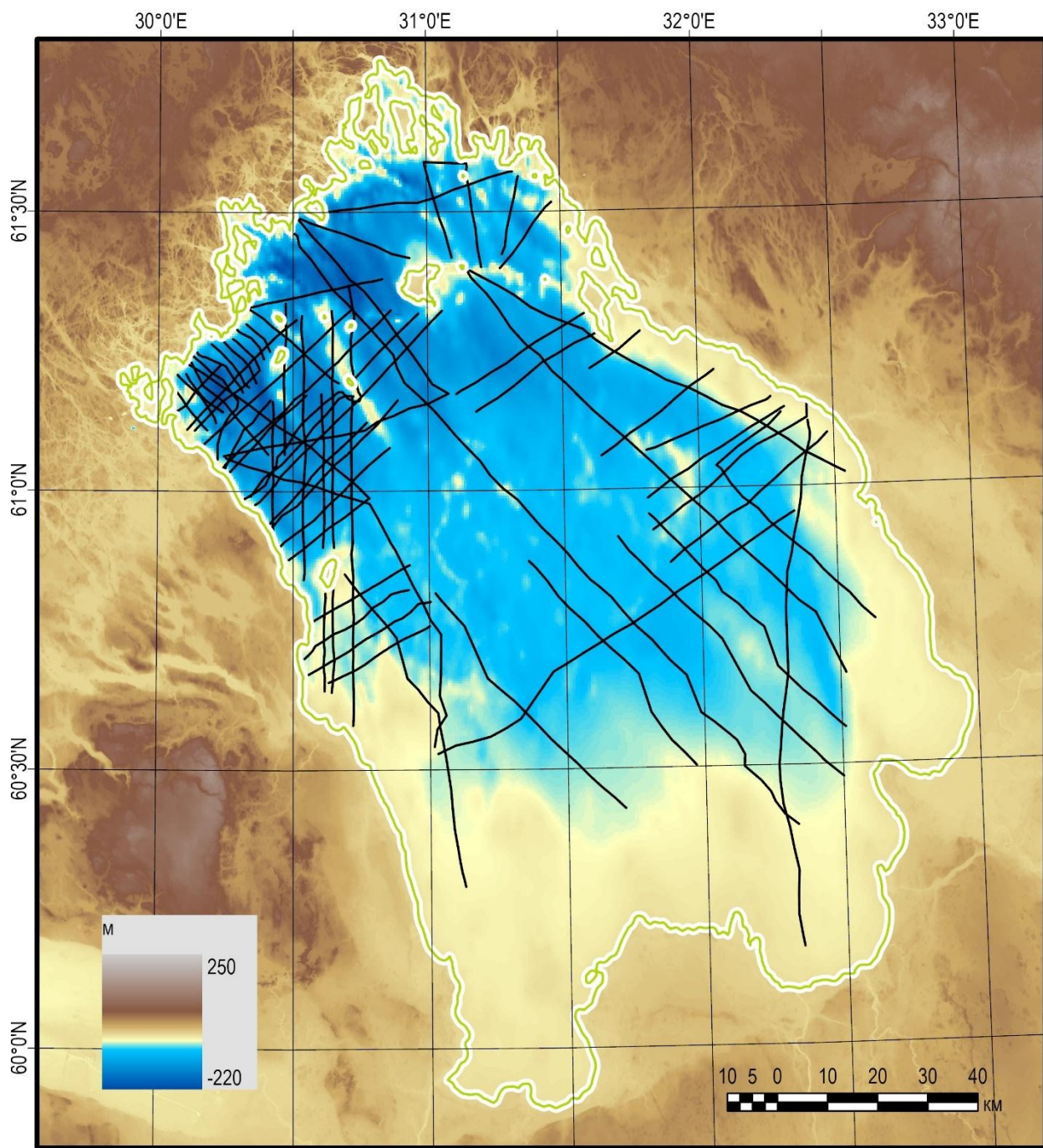


Рисунок 11. Совмещенная сеть архивных профилей НСП и ГЛ 1987-1995 гг. на цифровой батиметрической модели Ладожского озера

В результате у нас имеется несколько наборов сейсмоакустических данных, различающихся вертикальным разрешением и глубиной (табл. 1). Низкочастотные данные (СВР, ССВР) позволяют четко проследить подошву неконсолидированных отложений, а также выделять отложения, характеризующиеся низкой акустической проницаемостью (например, ледниковые отложения). Благодаря материалам высокочастотной съемки (СУВР, АПр), мы можем детально охарактеризовать внутреннюю структуру сеймостратиграфических

подразделений. Такая комбинация позволяет обеспечить надежную интерпретацию четвертичного разреза (рис. 12).

Таблица 1. Характеристики наборов сейсмоакустических данных

Год и тип съемки	Тип источника	Центральная частота, Гц	Разрешение, м	Максимальная глубинность, м	Суммарная длина, км
НСП, 1987-1995	Электро-искровой	250 Гц и 450-500 Гц	3-5	100	4600
ГЛ, 1987-1995	Пьезокерамический	7500 Гц	0,4-0,5	25	
СВР, 2013	Пневматический	160-200	2-3	150	1500
АПр, 2013	Параметрический профилограф	10000	0,1	35	
СУВР, 2014	Электро-динамический	2000	0,2-0,3	50	780
ССВР, 2015	Электро-искровой	600	1	100	420
				Итого:	7300

Следующим этапом после сбора данных стала первичная обработка материала. К полученным материалам в ПО Schlumberger Vista (данные 2013 года) и RadExPro (данные 2014 и 2015 годов) были применены различные методы обработки, такие как ввод и привязка геометрии, частотная фильтрация, коррекция амплитуд, ввод и коррекция кинематических поправок, скоростной анализ, суммирование и миграция [Егорова, 2016; Lebas et al., 2021].

Впоследствии обработанные данные были собраны автором работы в едином проекте. Интерпретация данных выполнена в программном обеспечении KINGDOM 2015 IHS Software. Данная программа позволяет работать в едином проекте с географически привязанными геофизическими данными, гридами, растровыми и векторными слоями, данными скважин. Первым этапом работы стала загрузка всех геофизических данных в формате SEG-Y, разделение их на сетки. После этого были подгружены вспомогательные данные, такие как береговая линия Ладожского озера, ЦБМ в форматах растра и грида местоположение глубоких геологических скважин.

По типу волновой картины и наличию горизонтов несогласия были выделены четыре комплекса, сопоставленные с геологическими данными. В дальнейшем, для верхнего сейсмокомплекса методом сейсмофациального анализа было проведено детальное расчленение на более мелкие подразделения – сеймопачки и сеймофации. В результате была предложена и обоснована авторский вариант местной сеймостратиграфической схемы.

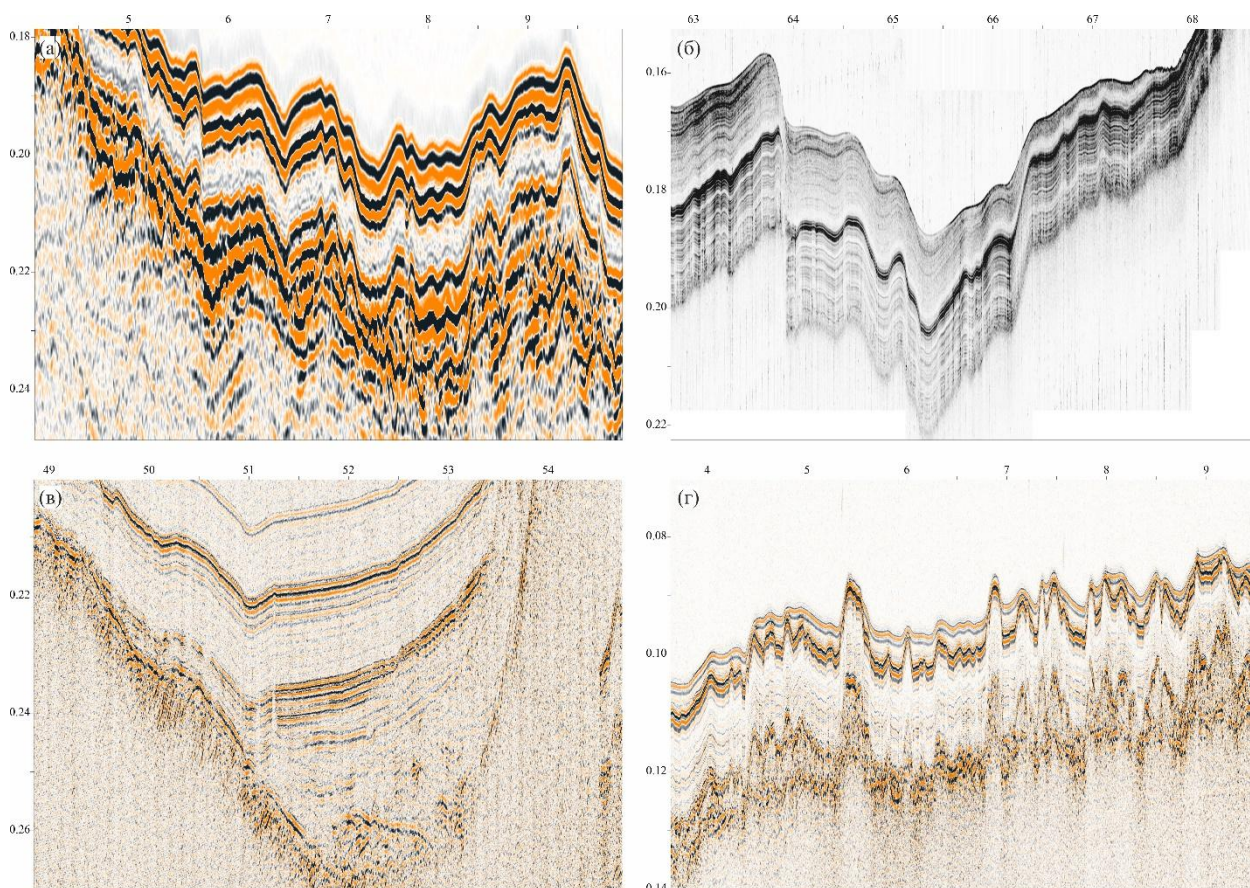


Рисунок 12. Примеры записи различных типов съемки. (а) – СВР, 2013 г.; (б) – АПр, 2013 г.; (в) – СУВР, 2014 г.; (г) – ССВР, 2015 г.

Для перевода значений временной мощности сейсмического разреза (с) в истинную (м) использовалось значение скорости, рассчитанное на основе корреляции литостратиграфических подразделений скважины Со1309 с сеймостратиграфическими. Оно равно 1,49 м/с.

3.2 Батиметрические данные, методика геоморфометрического анализа и геоморфологического картирования

Данные о глубинах Ладожского озера получены благодаря цифровой батиметрической модели (ЦБМ) Науменко М.А. [Naumenko, 2020]. Модель представляет собой грид значений глубины разрешением 500 X 500 м. Она была составлена на основе интерполяции значений глубины батиметрических карт масштабов 1 : 500 000 и 1 : 100 000. Первичная обработка ЦБМ выполнена в ГИС Surfer 13 Golden Software. Обработка модели включала в себя: удаление ячеек грида, выходящих за пределы Ладожского озера, привязка к координатной системе (WGS UTM zone 36N), экспорт в форматы `grd` и `geotiff`. Впоследствии для геоморфологической интерпретации модель была загружена в ГИС ArcMap 10.6 ESRI ArcGIS и KINGDOM 2015 IHS Software.

Для анализа морфологии рельефа применен геоморфометрический метод, суть которого заключается в исследовании поверхности Земли как математической модели (двумерной матрицы). Суть анализа заключается в выделении морфологических поверхностей Ладожского озера путем полуавтоматической инструментальной классификации [Lundblad et al., 2006]. Для этого был использован инструмент Benthic Terrain Modeler [Walbridge et al., 2018]. В качестве классификаторов использованы два показателя – индекс батиметрической позиции (ИБП) и угол наклона дна. ИБП является вариацией индекса топографической позиции [Weiss, 2001] и представляет собой параметр, позволяющий определить положение ячейки матрицы относительно окружающих ее ячеек. При положительных значениях индекса, ячейка располагается выше относительно ее окрестности, при отрицательных – наоборот (рис. 13а). Для вычисления индекса вводятся два радиуса, ограничивающие ячейки окрестности. После чего вычисляется разница высоты между ячейкой и средней высотой окрестности. Далее полученные значения приводятся к стандартизированной по среднеквадратичному отклонению (σ) шкале (табл. 2). Важно отметить, что значения индекса, близкие к 0, возможны при двух ситуациях: на субгоризонтальных поверхностях 0° или же на склонах с постоянным значением угла наклона (рис. 13б). Поэтому в качестве второго классификатора используется угол наклона поверхности, значения которого рассчитаны при помощи инструмента ArcMap Slope.

Таблица 2. Стандартизированная шкала ИБП

Ст. ИБП	Значения σ	Интерпретация
< -100	< $-\sigma$	Наиболее низко расположенные поверхности
-100 – -50	$-\sigma - -0.5\sigma$	Нижние поверхности
-50 – 50	$-0.5\sigma - 0.5\sigma$	Нейтрально расположенные поверхности
50 – 100	$0.5\sigma - \sigma$	Верхние поверхности
> 100	> σ	Наиболее высоко расположенные поверхности

Чтобы выделить как крупные элементы морфологии рельефа, так и более мелкие, в классификации Benthic Terrain Modeler используются две вариации ИБП – мелкомасштабная и крупномасштабная (рис. 14). Учитывая разрешение ЦБМ (500 м) и специфику рельефа дна, были подобраны для индексов были подобраны соответствующие радиусы (табл. 3).

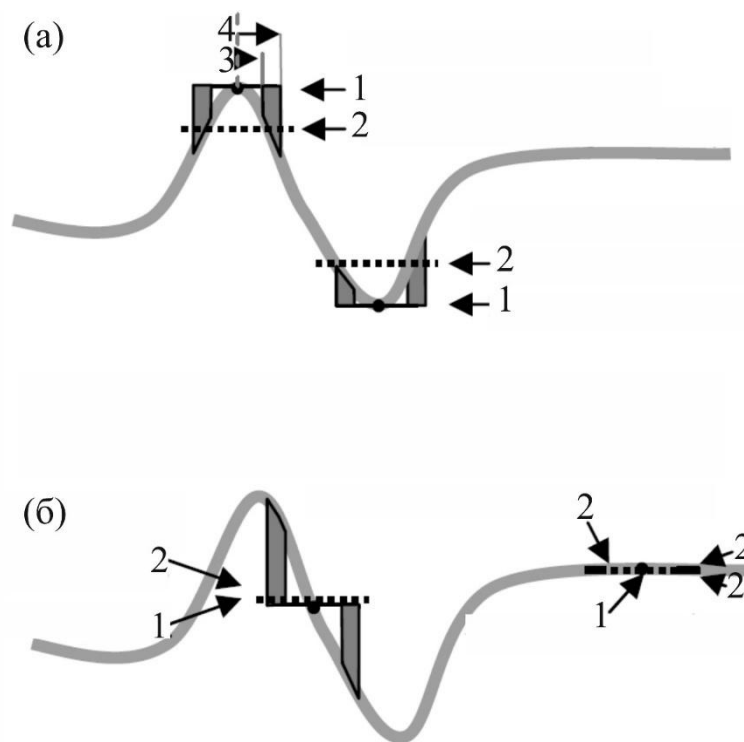


Рисунок 13. Схема определения индекса топографической позиции по [Weiss, 2001]: а – случай, при котором значения индекса значительно отличаются от 0 (значение высоты в точке больше или меньше среднего значения высоты в окрестности); б – случай, при котором значения индекса близки к 0 (значение высоты в точке равно среднему значению высоты в окрестности). 1 – значение высоты в точке; 2 – значение высоты в окрестности; 3 – внутренний радиус окрестности; 4 – внешний радиус окрестности.

В результате на основе сочетания этих параметров была создана классификация морфологических поверхностей дна (табл. 4). Эти поверхности отличаются друг от друга по относительной позиции (верхние, нижние) и по углу наклона (склоновые, субгоризонтальные). Всего выделено 8 видов поверхностей. Сочетая эти элементы друг с другом, мы можем выделить формы рельефа без генетической интерпретации – равнины, склоны, гряды, возвышенности, впадины, ложбины.

Таблица 3. Значения радиусов крупно- и мелкомасштабного ИБП

ИБП	Внутренний радиус	Внутренний радиус (м)	Внешний радиус	Внешний радиус (м)
Крупномасштабный	2	100	5	2500
Мелкомасштабный	12	6000	24	12000

Таблица 4. Классификация морфологических поверхностей. Условные обозначения: 1 – вид поверхности; 2 – нижний предел мелкомасштабного стандартизированного индекса батиметрической позиции; 3 – верхний предел мелкомасштабного стандартизированного индекса батиметрической позиции; 4 – нижний предел крупномасштабного стандартизированного индекса батиметрической позиции; 5 – верхний предел крупномасштабного стандартизированного индекса батиметрической позиции; 6 – нижний предел угла наклона; 7 – верхний предел угла наклона

1	2	3	4	5	6	7
Равнины	-50	50	-50	50	0	1
Днища впадин				-50	0	1
Килевые поверхности ложбин				-50	1	
Склоны впадин и ложбин		-50		50	1	
Вершины возвышенностей			50		0	1
Гребневые поверхности гряд			50		1	
Склоны гряд и возвышенностей	50				1	
Склоны с постоянным уклоном					1	

Полученная схема морфологических поверхностей [Аксенов, 2023] стала основой для последующего создания геоморфологической карты дна Ладожского озера в масштабе 1 : 1 000 000. В ее основе лежит генетический принцип аналитического геоморфологического картографирования [Требования по созданию ..., 2005].

Выделенные поверхности соотносятся с информацией о строении и стратиграфическом положении отложений, полученной по сейсмическим данным, тем самым картируются генетически однородные поверхности (ГОП). ГОП выделяются на карте площадными элементами. ГОП, не выраженные в масштабе, выделяются в качестве линейных и точечных элементов. Кроме того, на созданной геоморфологической карте были выделены структурные линии, являющиеся границами ГОП, погребенные (не выраженные в современном рельефе) формы, границы стадий последнего (осташковского) оледенения.

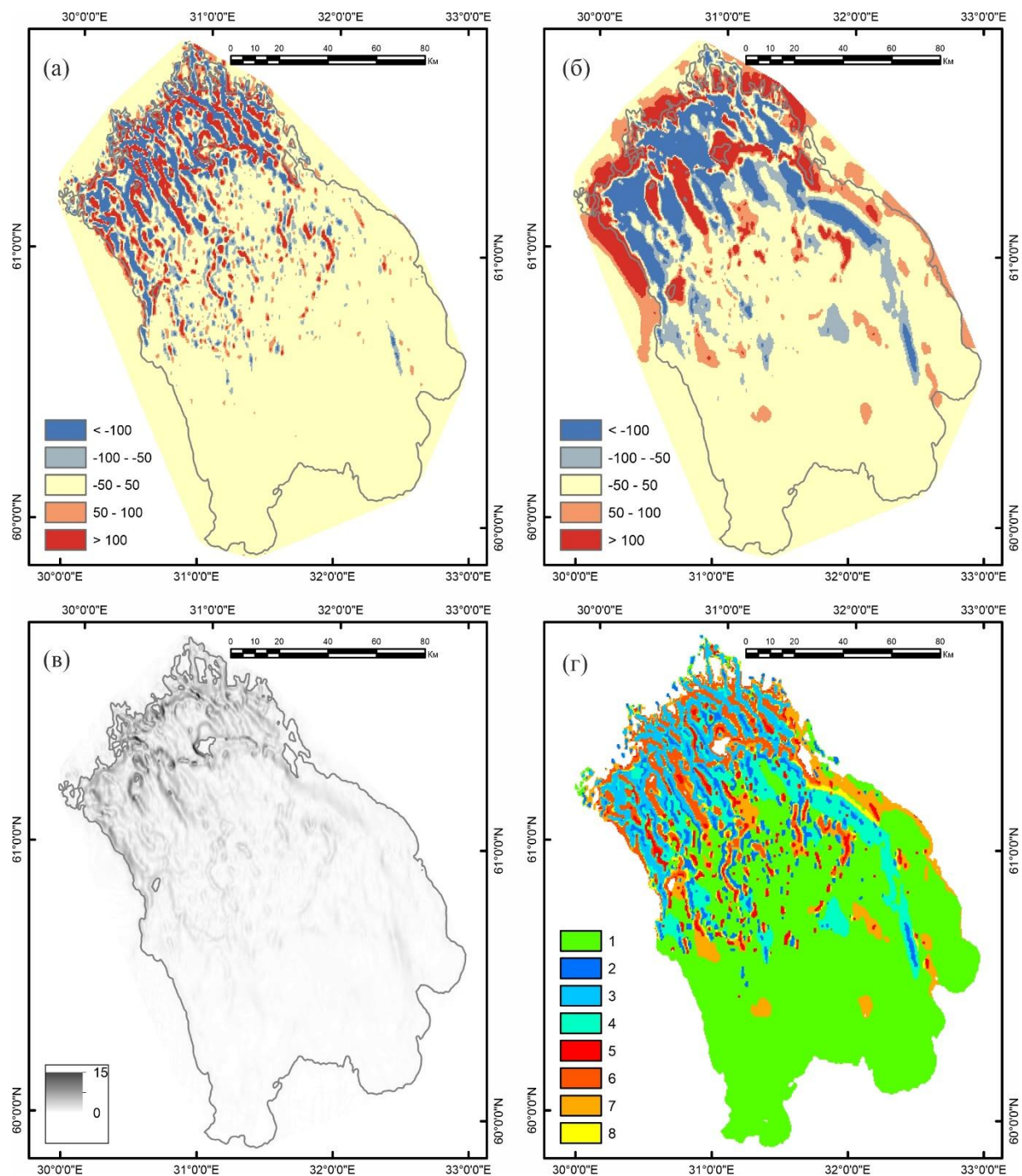


Рисунок 14. Схемы распределения морфометрических показателей. а – распределение значений крупномасштабного индекса батиметрической поверхности, σ ; б – распределение значений мелкомасштабного индекса батиметрической поверхности, σ ; в – распределение значений угла наклона, $^{\circ}$; г – схема морфологических поверхностей.

3.3 Хронологические данные

В ГЛАВЕ 8 для установления хронологической последовательности палеогеографических событий используются радиоуглеродные датировки предыдущих исследователей. В случае, если они не были опубликованы в календарных годах, мы предварительно проводили процедуру калибровки. Калибровка выполнена с помощью R-пакета Rice версии 0.2.0 [Blaauw, 2024] с использованием калибровочной кривой IntCal20 [Reimer et al., 2020]. Калиброванные даты представлены в виде $med (0,025CI-0,975CI)$, где med – медианное значение, $0,025CI$ – нижняя граница 95 % доверительного интервала, $0,975CI$ – верхняя граница 95 % доверительного интервала. Все значения округлены до 5.

Для обоснования временных рамок дегляциации котловины Ладожского озера также использованы варвохронометрические данные о начале ледниково-озерной седиментации в нескольких разрезах позднеледниковых осадков Приладожья. Часть материалов получена по разрезам Онежско-Ладожского перешейка и северного Приладожья [Bakhmutov, Zagniy, 1990]. В качестве репера был использован магнитостратиграфический маркер южной части северо-западного региона России – пик западного склонения магнитного поля (ПЗС). На основе изучения донных отложений озер Онежское М. Саарнисто и Т. Сааринен определили возраст этого пика 13090 кал. л.н. [Saarnisto, Saarinen, 2001]. Для получения этого значения им было рассчитано среднее взвешенное значение по четырем калиброванным АМС-датировкам, полученным по макроостаткам органики в ленточных глинах озера Нижнее Магозеро ниже магнитостратиграфического маркера [Wohlfarth et al., 1999]. Это значение оказалось равно 13420 ± 100 кал. л.н. Поскольку вероятностное распределение калиброванной даты имеет ненормальный вид, такой расчет представляется не совсем корректным. Поэтому мы пересчитали указанную датировку, сперва вычислив среднее взвешенное для радиоуглеродных дат, которые имеют нормальное распределение. В результате получилось значение 11420 ± 125 ^{14}C л.н. После калибровки календарное медианное значение оказалось равно 13300 (13500-13100) кал. л.н. Следовательно, возраст ПЗС составил 12970 ± 200 кал. л.н., то есть полученная дата на 120 лет моложе значения, используемого в работе М. Саарнисто и Т. Сарринена. Этот маркер был в дальнейшем использован для коррекции возраста начала ленточной аккумуляции в упомянутых выше разрезах.

Другие варвохронометрические материалы были получены ранее по результатам бурения отложений Ладожского озера [Gromig et al., 2019]. Полученные датировки представлены в разделе 8.2.

ГЛАВА 4. СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Проведенный сейсмостратиграфический анализ позволяет выделить четыре комплекса (табл. 5). Эти комплексы были сопоставлены с результатами геологической интерпретации материалов НСП А.В. Амантова [Амантов, 1991; Амантов, 1993; Амантов, 2014; Амантов, Спиридонов, 1989].

Таблица 5. Сейсмостратиграфическая схема котловины Ладожского озера

Комплекс	Толща	Подразделения ОСШ	Индекс
D	D3	Осташковский горизонт верхнего неоплейстоцена- голоцен	QPos-H
	D2		
	D1		
C	C2	Четвертичная система (?)	QI-III(?)
	C1		
B	B2	Верхний венд, котлинский горизонт	V_{2kt}
	B1	Верхний венд, редкинский горизонт	V_{2rd}
A	A2	Средний рифей	RF ₂
	A1	Нижний рифей	RF ₁

Сейсмокомплекс А распространен в центральной и северной частях Ладожского озера. На большей части дна акватории он перекрывается вышележащими толщами, выходы комплекса на поверхность приурочены к грядам и возвышенностям северной части бассейна. Установить мощность комплекса не представляется возможным, поскольку его подошва залегает ниже предела проникновения акустического сигнала. Кровля волнистая, характеризуется высокой расчлененностью, максимальная ее глубина достигает 300 м. Представленный комплекс расчленен на два подкомплекса по типу волновой картины и морфологии толщи.

Подкомплекс А1 имеет наиболее широкое распространение. Он характеризуется наклонными субпараллельными рефлекторами (рис. 15). Рефлекторы наклонены с северо-запада на юго-восток, угол наклона не постоянен и меняется на всем протяжении прослеживаемого комплекса. В некоторых понижениях наклон рефлекторов меняется на противоположный, что можно интерпретировать как проявления синклинальных и антиклинальных структур. Данное подразделение интерпретируется как нижнерифейские осадочные и эффузивные образования, представленные песчаниками, аргиллитами и алевролитами, гравелитами и конгломератами, а также базальты и верхнерифейские песчаники яблоньской свиты [Амантов, 2014]. Отложения нижнего рифея слагают Ладожско-Пашскую грабен-синклиналь. Осевая часть грабена вытянута от Сторожненского полуострова на северо-запад [Амантов, 1993]. В центральной части озера

осевой грабен пересекается с Вуоксинской синклиналью и образует единую структуру [Амантов, 2014].

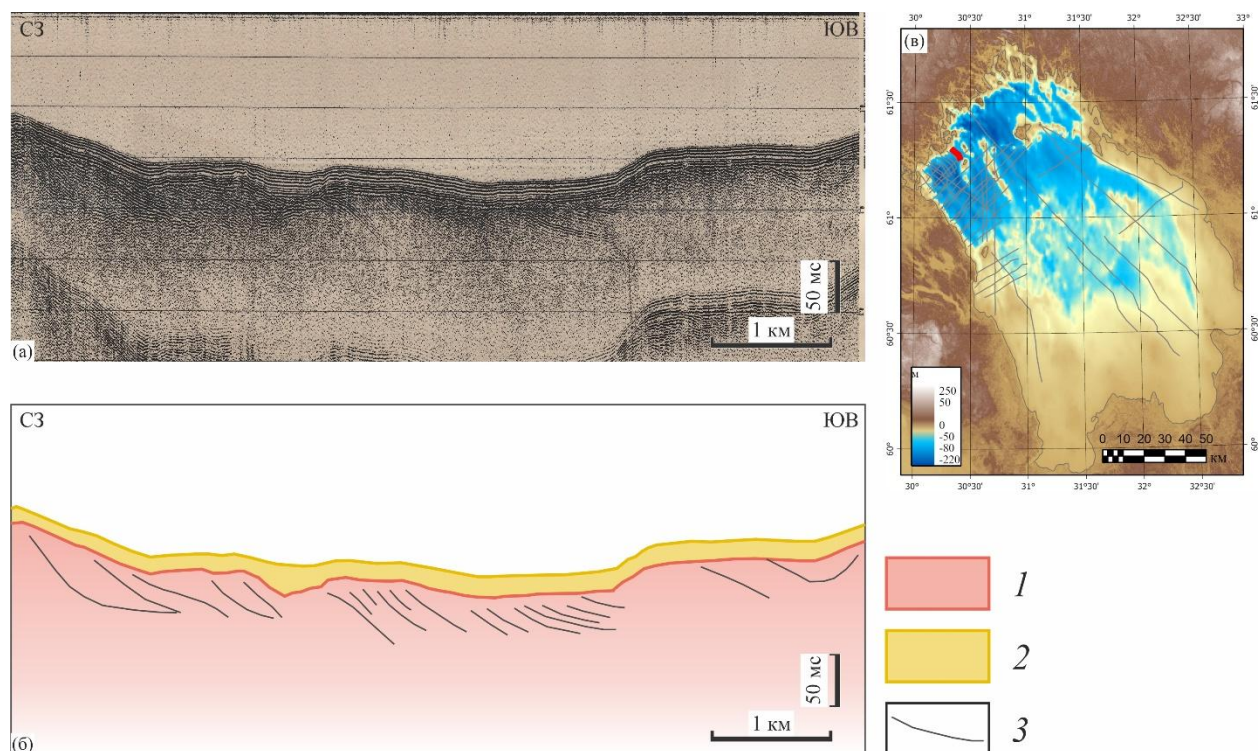


Рисунок 15. Пример волновой картины подкомплекса A1 (RF₁), фрагмент профиля НСП 1994_lad_pr60: (а) – сейсмический разрез, (б) – интерпретация разреза. (в) – положение фрагмента на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – подкомплекс A1 (RF₁); 2 – сейсмокомплекс D (QШos-H); 3 – рефлекторы СК1

Отложения, слагающие подкомплекс A2, распространены локально в северной части озера, в районе Валаамского и Западного архипелагов. Они характеризуются хаотической высокоамплитудной волновой картиной (рис. 16). Подошва подкомплекса не выделяется вследствие низкой акустической проницаемости пород, коррелируемых с данным подразделением. Отложениями, сопоставляемыми с подкомплексом, сложены грядообразные возвышенности с ассиметричными склонами. Северный склон этих форм при этом круче южного. А.В. Амантовым [1991; 2014] эти образования интерпретируются как среднерифейские интрузивные образования. Их отчетливая выраженность в виде уступов обусловлена селективной денудацией нижнерифейских пород подкомплекса A1. К образованиям этого возраста относится и Валаамский пластовый силл, внедряющийся во вмещающие толщи согласно структурному плану [Амантов, 1991]. По составу эти отложения представлены магматическими породами: базальтами, габброидами и сиенитами [Амантов, 2014].

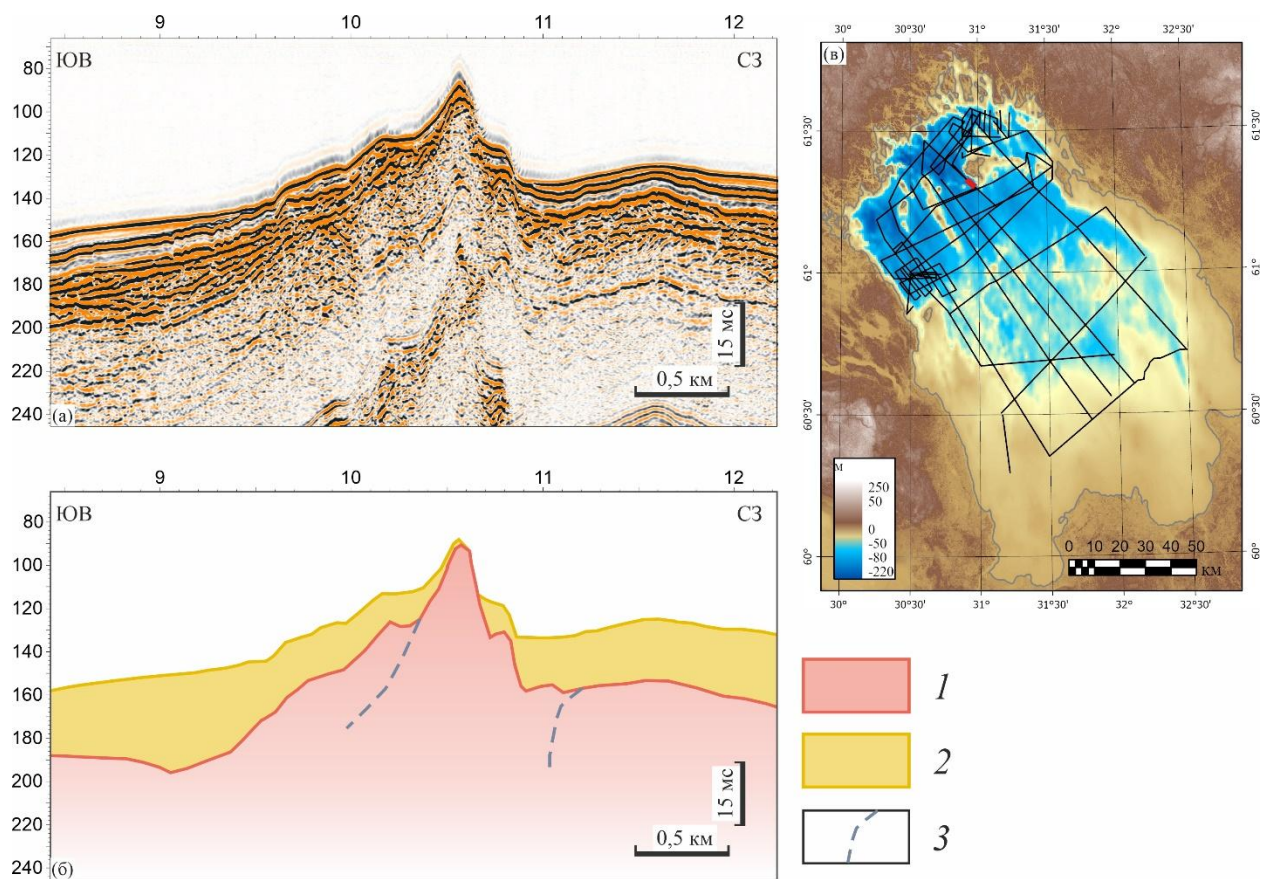


Рисунок 16. Пример волновой картины подкомплекса А2 (RF₂), фрагмент профиля СВР р18: (а) – сейсмический разрез, (б) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (км), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профиля на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сейсмокомплекс D (QШos-H); 3 – Границы между подкомплексами А1 и А2

Породы второго сеймостратиграфического комплекса В слагают южную часть котловины Ладожского озера, где они несогласно налегают на породы комплекса А. Подошва комплекса представлена высоко амплитудным отражающим горизонтом, полого опускающимся с северо-запада на юго-восток. Глубина залегания кровли комплекса, напротив, повышается в южном направлении с 90 м до уреза воды. Видимая мощность комплекса оценивается в 150 м. На наиболее мелководных, южных участках дна наблюдаются выходы пород комплекса, которые могут быть перекрыты маломощными вышележащими осадками. Волновая картина сейсмокомплекса представлена параллельными низко амплитудными рефлекторами, слабо наклоненными на юго-восток (рис. 17а,б). Морфология кровли данного подразделения имеет куэстообразную форму, характерную для северного обрамления Восточно-Европейской платформы.

В комплексе В выделяются два подкомплекса – В1 и В2. По данным А.В. Амантова [2014] нижний подкомплекс В1 соотносится со старорусской свитой редкинского горизонта верхнего

венда. Его отложения представлены песчаниками, алевролитами, миктитами и гравелитами, а в кровле – уплотненными глинами и аргиллитами. Высокая плотность верхней части подразделения отображается на сейсмических разрезах характерным высокоамплитудным рефлектором. Верхний подкомплекс В2 коррелирует с василеостровской свитой котлинского горизонта верхнего венда, которая сложена песчаниками, алевролитами, миктитами с прослоями уплотненных глин и аргиллитов, а также аргиллитоподобными глинами с прослоями песчаников и алевролитов.

Сейсмостратиграфический комплекс С имеет островное распространение в котловине Ладожского озера. Его волновая картина неоднородна по своей геометрии и волновой картине. Отложения, сопоставляемые с этим подразделением, формируют структуры заполнения эрозионных врезов в нижележащих комплексах (подкомплекс С1), слагают гряды и склоны котловины в ее северной части (подкомплекс С2). Запись представлена хаотическим и параллельно-слоистым типами, зачастую эти типы сменяют друг друга в латеральном и вертикальном отношении. Структура заполнения вреза представлена на рис. 17в,г. Под комплексом D здесь отчетливо наблюдаются несколько сменяющих друг друга вниз по разрезу подразделений. Четко наблюдаются как хаотический, так и параллельно-слоистый типы записи. В разрезе западного склона котловины, к северо-западу от о. Коневец наблюдаются пласты с четкими неровными отражающими горизонтами, фиксирующими последовательное несогласное замещение толщ вверх по разрезу (рис. 18а). У северного берега озера, на северном окончании Воссинансаарской гряды наблюдаются две возвышенности, разделенные желобом (рис. 18б). При этом наблюдаемая волновая картина позволяет коррелировать отражающие горизонты, прослеживающиеся в этих формах, что подтверждает их денудационную останцовую природу. К северу от Валаамского архипелага залегает серия гряд СЗ-ЮВ простирания. Судя по характеру сейсмической записи, для этих гряд присуще сложное гетерогенное строение. Так, на рис. 18в можно наблюдать прилегание пачек с хаотической волновой картиной к горизонтально-слоистым пачкам. Подобными субгоризонтально-слоистыми породами сложен и цоколь 40-метровой поверхности северной части Валаамской возвышенности.

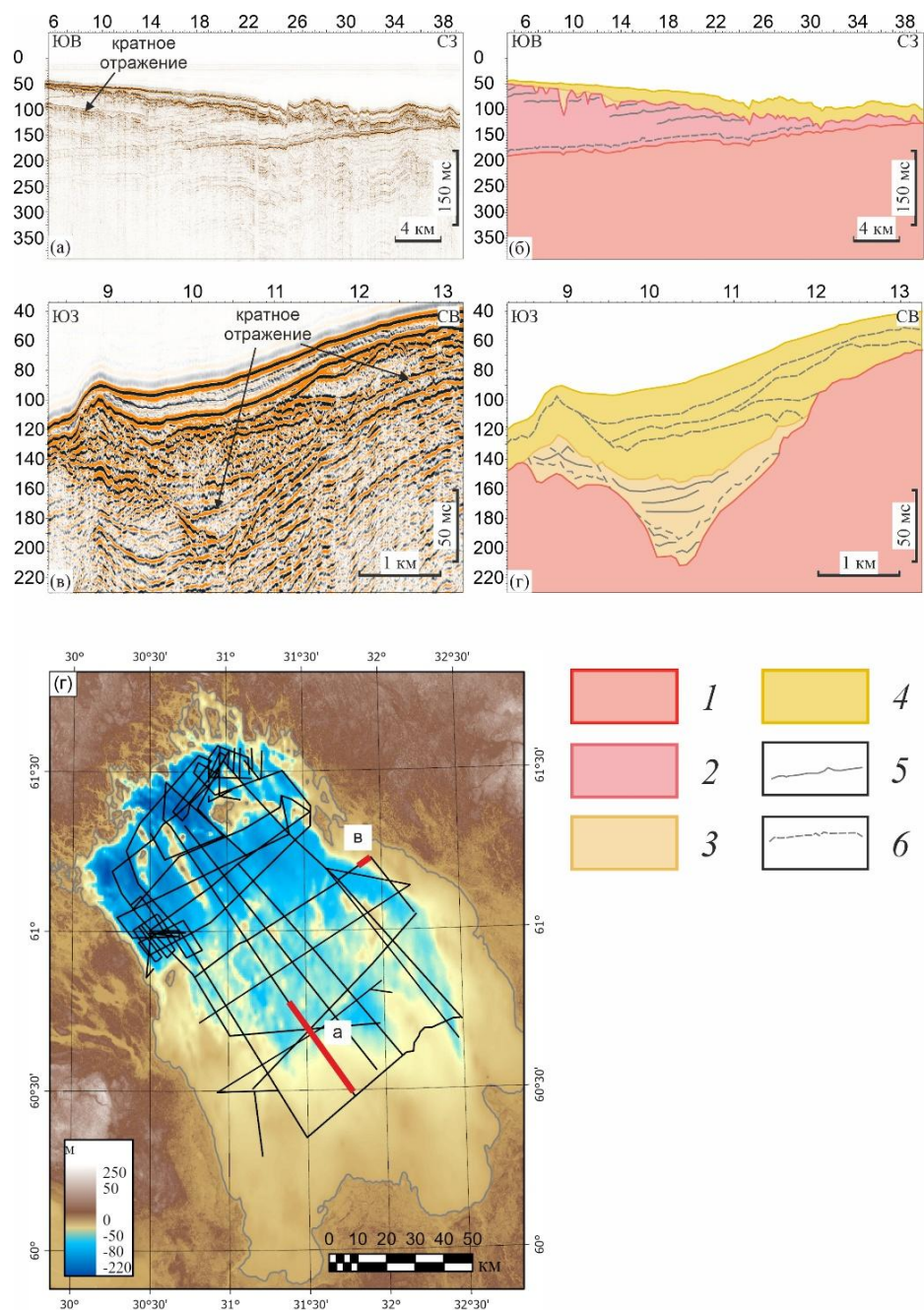


Рисунок 17. Примеры волновой картины комплексов В и С. Сейсмокомплекс В (V_2), фрагмент профиля СВР р20: (а) – сейсмический разрез, (б) – интерпретация разреза. Сейсмокомплекс С (QI-III(?)) в эрозионном врезе, фрагмент профиля СВР р04: (в) – сейсмический разрез, (г) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (км), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (д) – положение профилей на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF); 2 – сейсмокомплекс В (V_2); 3 – сейсмокомплекс С (QI-III(?)); 4 – сейсмокомплекс D (QIIIos-H); 5 – рефлекторы, выделяемые внутри подразделений; 6 – границы между подразделениями, выделяемыми внутри комплексов

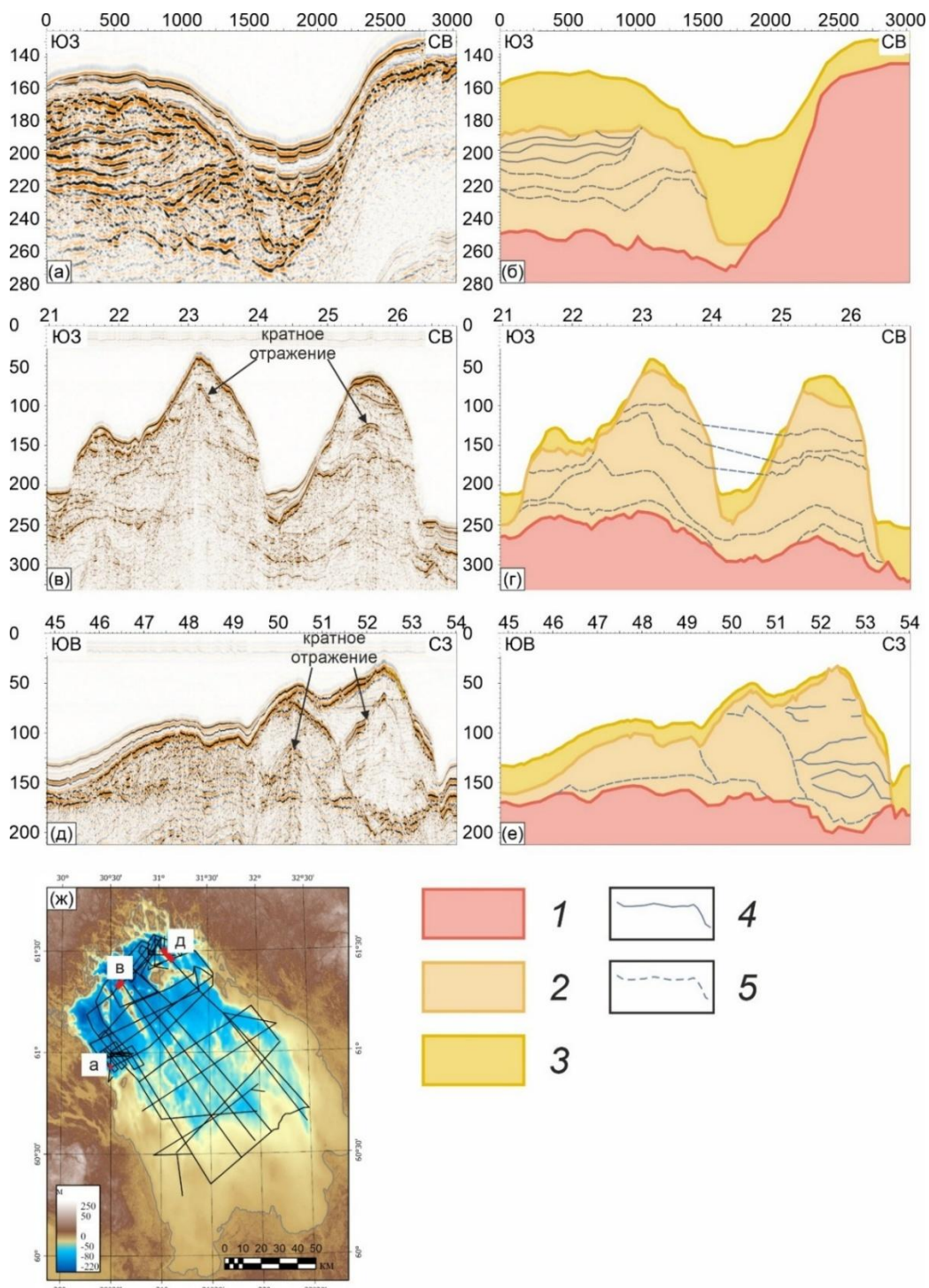


Рисунок 18. Примеры волновой картины комплекса С (QI-III(?)). Фрагмент профиля СВР р32, западный склон котловины, сложенный четвертичными отложениями: (а) – сейсмический разрез, (б) – интерпретация разреза; фрагмент профиля СВР р13, останцовые возвышенности Воссинасаарской гряды: (в) – сейсмический разрез, (г) – интерпретация разреза; фрагмент профиля р14, останцовая гряда к северу от Валаама: (д) – сейсмический разрез, (е) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (км), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (ж) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сеймостратиграфический комплекс А

(RF₁₋₂); 2 – сейсмостратиграфический комплекс С (QI-III(?)); 3 – сейсмостратиграфический комплекс D (QIIIos-N); 4 – рефлекторы, выделяемые внутри подразделений; 5 – границы между подразделениями, выделяемыми внутри комплексов

Предположительно отложения, сопоставляемые с этим комплексом, относятся к четвертичным отложениям нижнего-верхнего неоплейстоцена. Наличие древних четвертичных образований подтверждено в западной части озера. В результате инженерного бурения в первой половине XX века неподалеку от Осиновецкого маяка были вскрыты толщи, литостратиграфия которых позволяет интерпретировать их как ледниковые отложения среднего неоплейстоцена (московского оледенения), ледниково-озерные (ледниково-морские?) и морские осадки микулинского межледниковья (Мгинского моря) [Краснов, Рейнеке, 1935]. Видимая мощность этих отложений достигает 20 м. Примечательно, что глубина залегания кровли московских ледниковых отложений увеличивается по направлению к центру озера. В районе Вуоксинской низменности были заложены несколько скважин по профилю от гряды Вярямяселькя до Приозерска [Усикова, Малаховский, Гарбар, 1970]. В кернах удалось вскрыть и подтвердить методами диатомового и спорово-пыльцевого анализов последовательность чередующихся четырех ледниковых и четыре межледниковых (включая голоценовые отложения) слоев. По сообщению А.В. Амантова [личная переписка] отложения микулинского горизонта были подняты методом драгирования со склонов возвышенностей Западного архипелага. Он описывает их как «фрагменты обводненной глины (визуально отличной от более молодых) темно-серой до черной и зеленовато-черной, с высоким содержанием органического вещества. После подсушивания во внутренней части фрагментов фиксировались признаки тонкой слоистости. Была найдена раковина двустворок». Их принадлежность этому горизонту также была подтверждена Д.Б. Малаховским.

Верхнеоплейстоцен-голоценовым отложениям котловины Ладожского озера соответствует сейсмостратиграфический комплекс D. От нижележащих толщ он отделен высокоамплитудной отражающей границей, соответствующей региональному угловому несогласию. В нем представлены три сейсмотолщи. Детальная сейсмостратиграфическая характеристика этих толщ будет представлена в следующей главе.

Таким образом, в этой главе выделены четыре сейсмостратиграфических комплекса Ладожского озера и кратко охарактеризованы нижние сейсмокомплексы А, В и С, относимые к рифею, венду и четвертичной системе. Наглядно продемонстрирована денудационная природа поверхности котловины. Кровля вендских и рифейских отложений имеет явный денудационный характер, а гряды и склоны котловины предположительно сложены останцовыми четвертичными отложениями. Эта глава соответствует защищаемому положению № 1.

ГЛАВА 5. МЕСТНАЯ СЕЙМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

В комплексе D выделены три сеймотолщи D1, D2 и D3. Эти толщи в свою очередь подразделены на сеймопачки и сеймофации. Ниже представлено описание этих подразделений, и дана генетически-возрастная интерпретация, установленная по данным геологических исследований на акватории озера и его побережье. Краткая характеристика и схема соотношения сеймостратиграфических подразделений комплекса D представлены в ПРИЛОЖЕНИЯХ А и В соответственно.

5.1. Сеймостратиграфическая толща D1

В данной толще выделяются две сеймопачки. Волновая картина нижней пачки D1-1 характеризуется хаотическим типом записи с короткими разноориентированными высокоамплитудными рефлекторами (рис. 19). Кровля пачки представлена высокоамплитудным рефлексом и имеет неровную, холмистую, волнистую и пилообразную морфологию. На разрезах акустического профилографа данное подразделение является акустическим фундаментом. Пачка распространена не повсеместно. Площадное залегание характерно для центральной части озера на глубинах от 50 до 80 м. Однако мощность ее на этом участке незначительна. Она очень изменчива и в среднем варьирует в пределах 5-10 м, иногда достигая 15-20 м. В южной части озера эта сеймопачка практически отсутствует, лишь иногда наблюдаются небольшие линзовидные тела. В северной части озера она распространена спорадически. Обычно пачка наблюдается на вершинах возвышенностей, в погребенных врезках, либо в виде отдельных холмистых тел. Мощность таких накоплений составляет около 10-15 м. Подобные волновая картина, морфология и характер залегания характерны для отложений шельфовых морей северо-западной периферии России, которые интерпретируются как ледниковые [Гатауллин, Поляк, 1990; Девдариани и др., 1993; Спиридонов и др., 1992; Rybalko et al., 2018]. Учитывая особенности сейсмической записи и стратиграфическое положение, мы коррелируем данную пачку с отложениями основной морены ошашковского горизонта верхнего неоплейстоцена $g_{bn}Шos$.

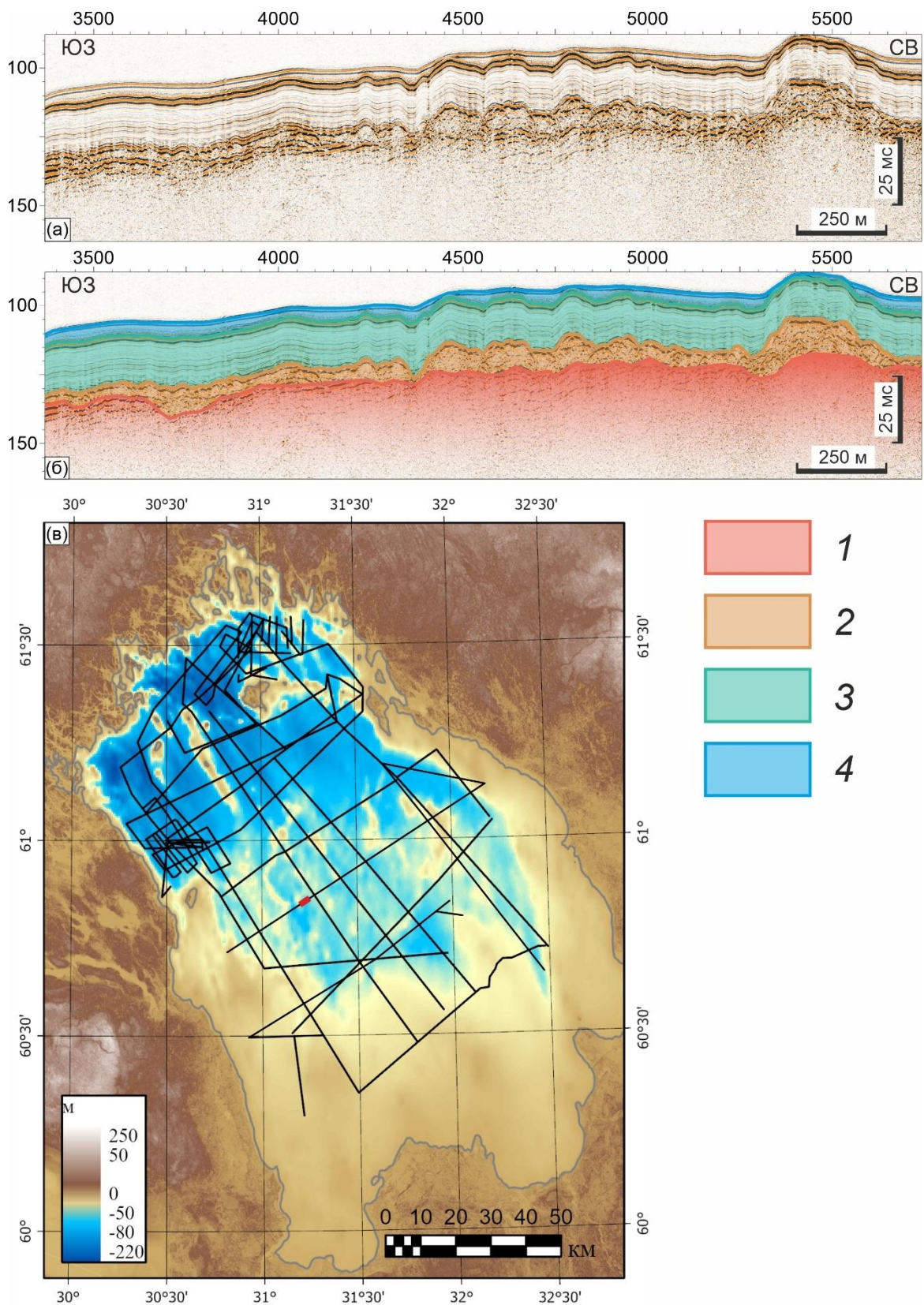


Рисунок 19. Пример волновой картины пачки D1-1. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля ССВР 12-р2-3. (б) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профиля на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сеймопачка D1-1 ($g_{bnIIIos}$); 3 – сейсмотолща D2 ($lgIIIbl$); 4 – сейсмотолща D3 (IH)

В связи с высокой плотностью, осадки этой толщи редко вскрываются методом донного пробоотбора. В [Субетто, 2009] представлено описание колонки 409, отобранной у западного берега озера, неподалеку от Приозерска, в которой были подняты отложения мощностью 57 см, обозначенные как ледниковые. Они описаны как «глина темно-серая песчанистая. Очень плотная, пластичная, с галькой и мелкими валунами, неравномерно распределенными в толще». Подобные отложения отбирались и с помощью драгирования [Амантов, Спиридонов, 1989] с вершины возвышенности у острова Воссинансаари. Их состав описывается как «плотные, вязкие, опесчаненные светло-серые глины с обильными разноразмерными грубообломочными включениями. В обломочном материале преобладают габбродиабазы и кварцевые сиенито-диориты рифейских траппов наряду с измельченными песчаниками». Эти отложения, но уже без участия мелкозернистого материала, перемытые волновыми процессами, встречаются в южной части озера, в бухтах Волховской и Петрокрепость в виде скоплений валунов [Семенович, 1965].

Вышележащая сеймопачка D1-2 довольно специфична. Преимущественно отложения, сопоставляемые с этим подразделением, распространены в центральной части бассейна, в других частях водоема встречаются фрагментарно. На записи профилографа толща является акустическим фундаментом, иногда можно проследить запись верхних частей толщи. От вышележащих подразделений данная толща отделяется высокоамплитудным рефлексом. Она не имеет единой волновой картины и подразделяется на три сеймофации, латерально замещающие друг друга. Первая фация D1-2а представлена акустически прозрачной или низкоамплитудной волновой картиной с хаотически расположенными рефлексорами (рис. 20а,б). Данная фация представлена в основном в центральной части Ладожского озера и встречается как в ядрах холмистых тел, так и в покровном залегании, плащеобразно облекая неровности рельефа. Также толщи данной фации встречаются и во врезках, формируя линзовидные тела. Мощность подразделения может достигать до 70 м, средняя – 15-30 м.

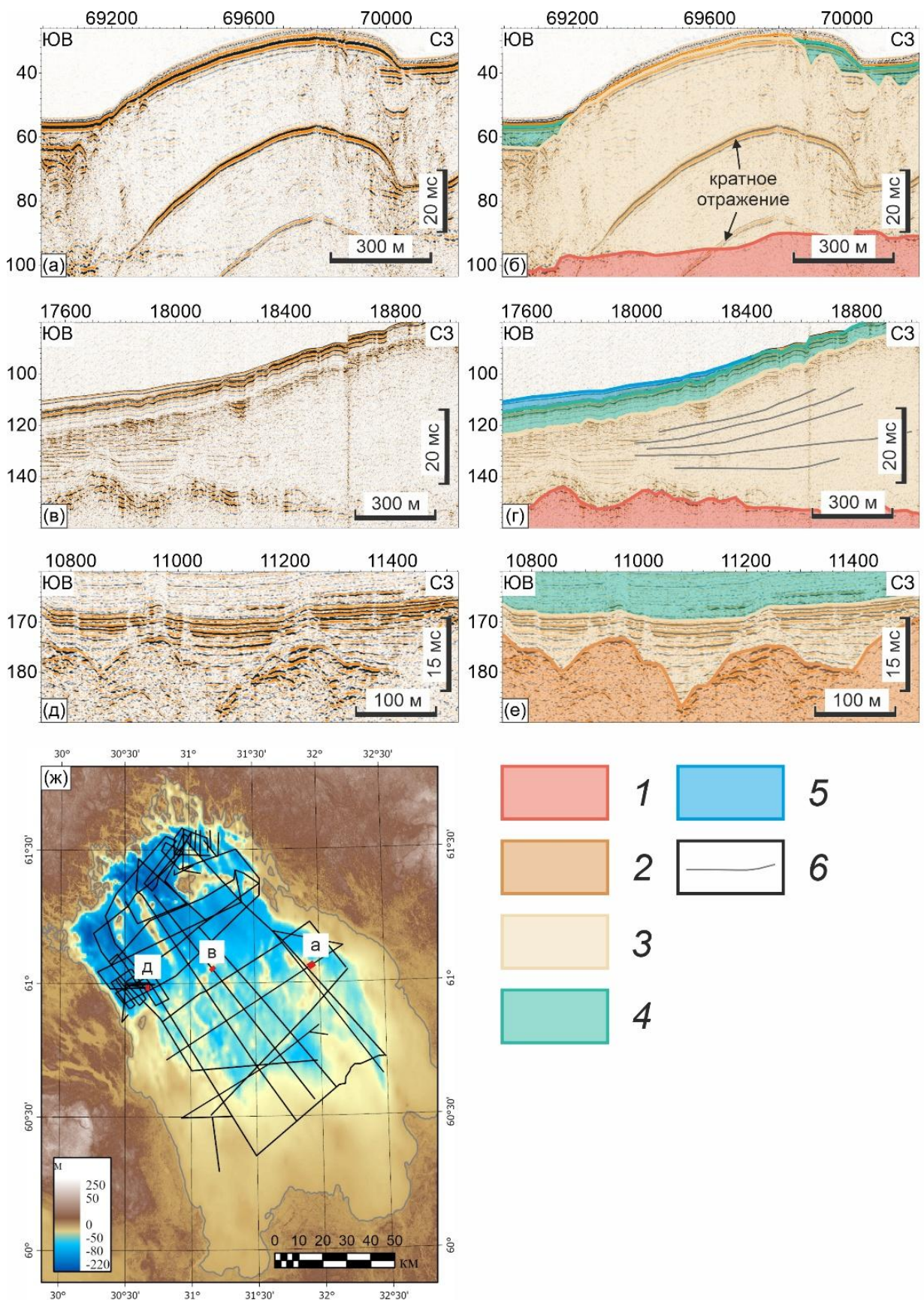


Рисунок 20. Примеры волновой картины фаций пачки D1-2 (ГШб ϕ -al). Фация D1-2a, фрагмент профиля ССВР 11-р2: (а) – сейсмический разрез; (б) – интерпретация разреза. фация D1-2b, фрагмент профиля СУВР RG7-12: (в) – сейсмический разрез; (г) – интерпретация разреза, фация

D1-2с. Фрагмент профиля СУВР RG22: (д) – сейсмический разрез; (е) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сеймопачка D1-1 (g_{bn}Шos); 3 – сеймопачка D1-2 (GШbφ-al); 4 – сеймотолща D2 (lgШbl); 5 – сеймотолща D3 (IH); 6 – отражающие границы. (в) – положение фрагментов на карте (выделены красным)

Сеймофация D1-2b также встречается в холмистых и линзовидных телах, но приурочена к их периферийным частям (рис. 20в,г). В случае с холмистыми образованиями, они локализируются в пределах их южного склона. Волновая картина характеризуется наклонной клиноформной слоистостью, с низко амплитудными рефлекторами. Наклон рефлекторов понижается в направлении периферии холмистых образований. В направлении перехода от D1-2b к D1-2а амплитуда сигнала постепенно уменьшается. Средняя мощность этих отложений – 30 м, но может достигать и 50 м.

Фация D1-2с заполняет понижения в кровле нижележащих подразделений (рис. 20д,е). Для нее характерна параллельно-слоистая волновая картина со слабо волнистыми рефлекторами. Амплитуда и период сигнала достигают наибольших значений у кровли толщи, вниз по разрезу сигнал затухает. Средняя мощность толщи этой сеймофации составляет 20-30 м.

Отложения, сопоставляемые с данной сеймопачкой, были вскрыты единожды [Andreev et al., 2019], однако авторами этой работы предлагается иная генетическая интерпретация вскрытого литологического комплекса. Состав отложений представлен мелко- и грубозернистыми песками с галькой, алевроитовыми глинами с прослоями песков. Сейсмическая запись пачки, ее стратиграфическое положение и представления предыдущих исследователей об истории развития Ладожского озера позволяют нам интерпретировать эти отложения как маргинально-прогляциальный парагенетический комплекс Беллинг-Аллередского интерстадиала GШbφ-al, представленный краевыми и абляционными фациями ледниковых отложений (g_kШos), флювиогляциальными отложениями (fШos) и осадками прогляциальных озер (lgШos), сформированных в ходе дегляциации в интерстадиале Беллинг-Аллеред. Схожие последовательности латерально замещающих сеймофаций широко распространены на гляциальных шельфах Балтийского и Баренцева морей [Landmesser, Johnson, Wold, 1982; Лито- и биостратиграфия..., 1985], так и в прогляциальной зоне современных ледников [Hogan et al., 2020; King et al., 1991; Sexton et al., 1992]. Более подробная аргументация данной интерпретации представлена в подразделе 5.2.1.

Краевым и абляционным бассейновым моренам, которые отлагались на контакте ледника и водоема при отступании первого, соответствует фация D1-2а с характерной низкоамплитудной

волновой картиной с хаотическим типом записи с единичными высокоамплитудными отражающими горизонтами, наклоненными с юго-востока на северо-запад. Также этим фациям в ряде случаев соответствуют и флювиогляциальные отложения. Подобный тип записи характерен для ледниковых отложений, аккумулирующихся в субаквальных обстановках [Гатауллин, Поляк, 1990; Гусев и др., 2012; Спиридонов и др., 1992]. На севере Ленинградской области близкие по происхождению ледниковые отложения были изучены С.А. Яковлевым [1925]. Их состав представлен пористым опесчаненным диамиктоном с хорошо окатанными и сильно выветрелыми валунами преимущественно гранитов рапакиви, «остальные валуны принадлежат красному граниту, слюдяному сланцу, инъецированному гнейсу, мелкозернистому темному гнейсу». Наклонная клиноформная фация D1-2b с наклоном отражающих горизонтов с северо-запада на юго-восток коррелирует с флювиогляциальными отложениями приледниковых конусов выноса, аккумулирующимися вдоль фронта ледника [Lønne, 1995]. Параллельно-слоистые толщи D1-2c сопоставляются с ледниково-озерными прогляциальными отложениями [Hogan et al., 2020].

5.2 Сеймостратиграфическая толща D2

Структура последних двух верхних толщ наиболее детально анализируется по данным АПр. Подразделение D2 распространено по озеру повсеместно, за исключением вершин гряд и возвышенностей, и имеет плащеобразное залегание. Фрагментарно оно наблюдается в южной мелководной части озера выше 25-метровой изобаты, где только заполняет эрозионные врезы. Мощность толщи в центральной части озера довольно постоянна и составляет 10-11 м. В северных глубоководных равнинах и впадинах она увеличивается до 15-20 м. В южных частях мощность толщи сокращается за счет размыва кровли, что отражается на разрезе в виде высокоамплитудного отражения. В целом кровля толщи ровная, волнистая, облегающая неровности поверхности нижележащих толщ. Характерной чертой является обратная полярность сигнала рефлектора, соответствующего кровле подразделения.

В вертикальном разрезе выделяются три сеймопачки. Все три пачки характеризуются параллельно-слоистой волновой картиной с волнистыми параллельными рефлекторами, повторяющими кровлю нижележащих подразделений (рис. 21а). Для пачки D2-3 присущи высокие амплитуды сигнала с высокой частотой осей синфазности. Частота постепенно уменьшается от кровли к подошве (рис. 21б). Пачка D2-2, залегающая ниже, имеет противоположный характер сейсмического сигнала. Амплитуды низкие, при этом, при увеличении времени прохождения сигнала они постепенно увеличиваются. Для пачки D2-1 характерны амплитуды, близкие к верхней пачке, но частота сигнала меньше. Важно отметить,

что сеймопачка D2-1 залегает неповсеместно. Ее распространение с севера ограничивается условной линией Коневец-Мантсинсаари. К северу от нее может наблюдаться лишь незначительный по мощности слой (меньше 1 м), постепенно переходящий в нижележащие подразделения.

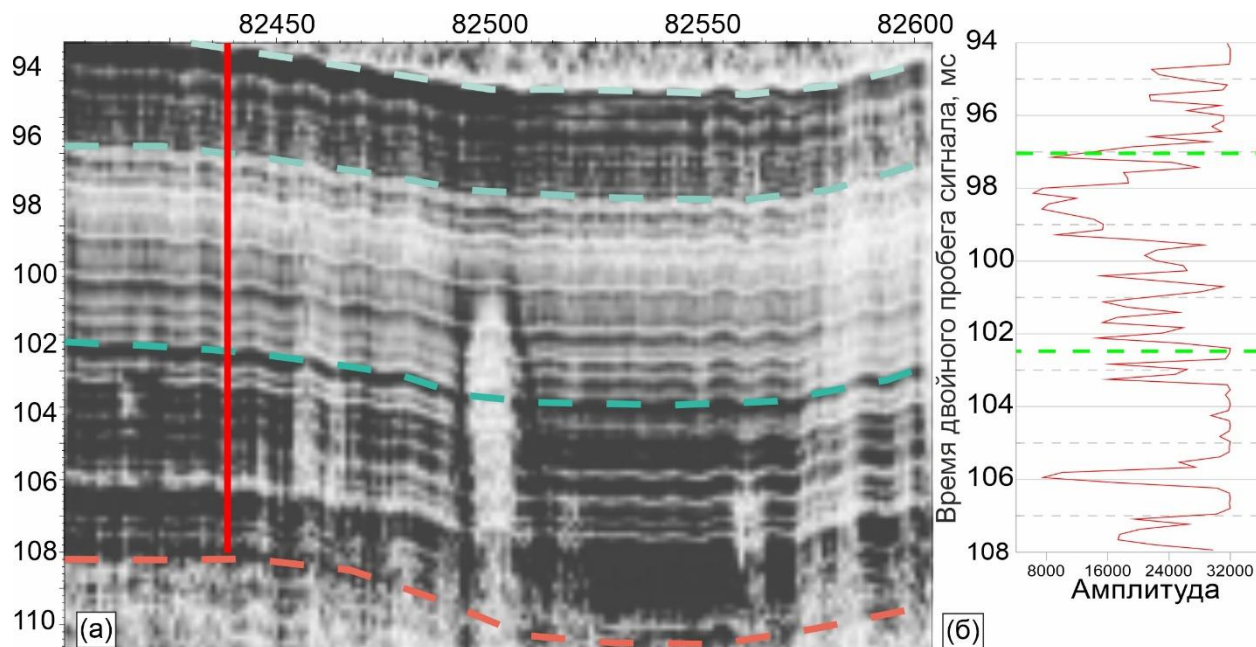


Рисунок 21. (а) – параллельно-слоистая волновая картина сеймотолщи D2 с тремя сеймопачками. (б) – график зависимости амплитуды от времени двойного пробега сигнала. Отрицательные величины амплитуды отсутствуют из-за преобразования Гилберта, стандартно применяющегося для обработки данных акустического профилографа. Красная линия – трасса сигнала, отображенного на графике (б)

Отложения, сопоставляемые с данной сеймостратиграфической толщей, отбирались неоднократно и хорошо изучены [Абрамова и др., 1967; Давыдова и др., 1998; Семенович, 1965; Gromig et al., 2019; Subetto et al., 1998]. Они интерпретируются как ледниково-озерные отложения приледниковых озер (*lgШbl*). Литостратиграфически в них описываются три пачки [Давыдова и др., 1998; Рыбалко и др., 2024], которые можно сопоставить с выделяемыми сеймопачками. Первая (верхняя) представлена серыми микрослоистыми глинами с увеличивающейся мощностью ритмов от 0,5 мм до 2 мм вниз по разрезу. Контакт с нижележащими отложениями несогласный, осложнен размывом. Ниже залегает пачка ленточных глин преобладающего серого цвета, с мощностью ритмов от 5 до 8 мм. Нижняя пачка сложена серыми глинами с нечеткой параллельной слоистостью ленточного типа. Мощность ритмов составляет порядка 10-15 мм. В керне Co1309 выделяются только две толщи [Gromig et al., 2019], нижняя (LZ IVb) соответствует пачке ленточноподобных глин, верхняя (LZ IVa) – двум вышележащим. Тем не менее, в толще

LZ IVa не наблюдается размыв, который соответствует границе между микрослоистыми и ленточными глинами по [Давыдова и др., 1998]. Вероятно, несогласие характерно для отложений, залегающих на более малых глубинах. Границу между двумя верхними пачками в этой колонке можно выделить по незначительному увеличению мощности слоев от ~0,5 до ~1 мм на интервале 4,00-4,25 м. Этот скачок синхронен со значительным увеличением относительного содержания глинистой фракции. Этот фактор, в совокупности с микрослоистой текстурой отложений позволяет объяснить возрастание амплитуды сигнала пачки D2-3.

При продвижении с севера на юг наблюдается фациальное замещение двух нижних пачек D2-1 и D2-2 сейсмофацией D2a. Замещение наблюдается при уменьшении глубины выше 70 м, при этом D2a вклинивается между этими пачками. Для этой фации характерна низкоамплитудная хаотическая волновая картина (рис. 22а,б). При этом иногда проявляются остаточные признаки слоистости. Кровля обретает изрезанную морфологию. При дальнейшем прослеживании толщи слоистость полностью исчезает, кровля становится холмистой (рис. 22в,г). Подобная картина часто встречается на дне шельфовых морей [Дорохов, Ахманов, 2025; MacLean, 1997] и озер [Landmesser, Johnson, Wold, 1982] и является характерным признаком воздействия айсбергов на поверхность дна. Следовательно, эта сейсмофация сопоставляется с ледниково-озерными отложениями, турбированными айсберговым выпаживанием ($Ig_{it}IIIb$). В погребенном состоянии такие слои встречаются реже [Long, Praeg, 1997; Rekant et al., 2015; Zecchin et al., 2016].

5.3 Сеймостратиграфическая толща D3

Данные геологического пробоотбора однозначно позволяют сопоставить данную толщу с озерными голоценовыми отложениями [Семенович, 1966]. Данное подразделение включает в себя четыре пачки.

Сеймопачка D3-1 стратиграфически занимает положение либо между толщей D2 и другими пачками толщи D3, либо локализуется во врезках нижележащих подразделений комплекса D (рис. 23а,б). Зачастую отложения, сопоставляемые с данным подразделением, приурочены к подножиям крутых склонов северной части озера. Пачка характеризуется акустически прозрачной волновой картиной, морфологически выражена в виде линзовидных тел. Мощность достигает 5-7 м. Подобные фации были описаны ранее, и трактуются как отложения мутьевых потоков [Lebas et al., 2021]. Приуроченность к подножиям склонов позволяет предполагать, что в формировании отложений, коррелируемых с D3-1, принимают участие и гравитационные процессы, вследствие чего, она генетически интерпретируется как озерные декливиальные и турбидитные отложения. Стратиграфическая позиция позволяет соотнести возраст отложений с концом верхнего неоплейстоцена - началом нижнего голоцена ($Id,ItIIIos-H^1$).

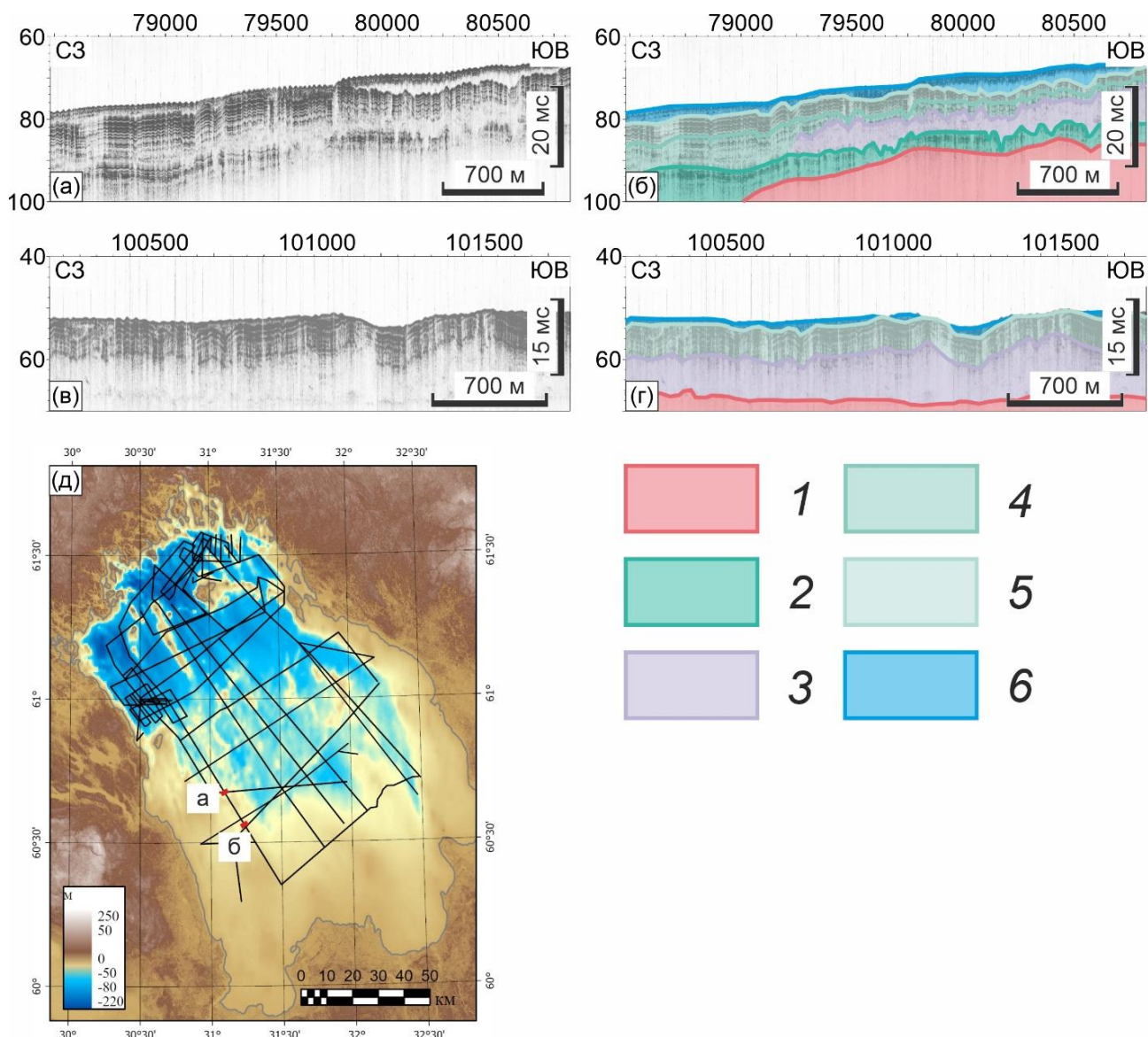


Рисунок 22. Примеры волновой картины сейсмостратиграфических подразделений толщи D2. Латеральный переход горизонтально-слоистых пачек D2-1 и D2-2 в акустически прозрачные фации D2a, фрагмент профиля АПр р18a_19: (а) – акустический разрез; (б) – интерпретация разреза. Фации D2a, фрагмент профиля АПр р18a_19: (в) – акустический разрез; (г) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс В (V_2); 2 – сеймопачка D2-1 ($lgIIIbl^1$); 3 – сеймофация D2a ($lg_{it}IIIbl$); 4 – сеймопачка D2-2 ($lgIIIbl^2$); 5 – сеймопачка D2-3 ($lgIIIbl^3$); 6 – сеймотолща D3 (IH). (в) – положение фрагментов на карте (выделены красным)

Пачка D3-2 распространена в центральной и северной частях озера, на глубинах больше 50-60 м. D3-2 обладает неявнослоистой низкоамплитудной волновой картиной с покровной

морфологией (рис. 23в,г,д,е). Кровля пачки ровная, слегка волнистая, что определяется подстилающим рельефом. Мощность подразделения совсем незначительна, около 1-3 м, и на разрезе оно обычно представлено в виде тонкого прозрачного прослоя между вышележащей пачкой и СК4. Стратиграфическое положение данной пачки позволяет коррелировать ее с нижнеголоценовыми отложениями (IH^1), обозначенными ранее как «гомогенные глины» [Субетто, 2009].

Эта пачка состоит из двух сейсмофаций. Акустически прозрачные фации D3-2a (рис. 23в,г) приурочены к обстановкам нормального нефелоидного осадконакопления переходного периода от ледниково-озерного бассейна к озерному (lnH^1). Эти осадки описываются как мягкие гомогенные глины [Семенович, 1966]. Данные радиоуглеродного датирования позволяют отнести время накопления описываемой толщи к раннему голоцену, 11380-9500 кал. л.н. [Gromig et al., 2019].

Для фаций D3-2b характерно увеличение мощности (до 3 м) и появление тонкой параллельной слоистости (рис. 23д,е). Это подразделение приурочено к ложбинам и долинам, особенно широко она встречается в восточной части озера. Отложения, коррелируемые с этими фациями, не отбирались прямым опробованием, в связи с тем, что они залегают на больших глубинах и погребены под мощными вышележащими толщами. Нами эти фации трактуются как флювиально-нефелоидные (ln,lfH^1). Подробнее об этом смотрите в подразделе 5.4.2.

Сейсмпачка D3-3 коррелирует с озерными осадками среднего-верхнего голоцена (IH^{2-3}) [Субетто, 2009]. Она также включает в себя две фаций. Типичным нефелоидным фациям (lnH^{2-3}) соответствует D3-3a. Этому подразделению присуща крапчатая слабоамплитудная волновая картина со слабовыраженной параллельной слоистостью (рис. 23в,г). Она покровно перекрывает нижележащие подразделения, облекая и заполняя неровности рельефа. Мощность ее слабо изменчива, но увеличивается вместе с глубиной. В центральной части она в среднем оценивается в 2-3 м, в северной части увеличивается до 5 м. Литология этих осадков описывается как мягкие пелиты буроватого, реже зеленоватого оттенков с диагенетической полосчатостью, представленной черными тонкими прослоями (1-2 мм). Эта полосчатость подчеркивается прослоями зеленоватых алевритов [Усенков, 2012].

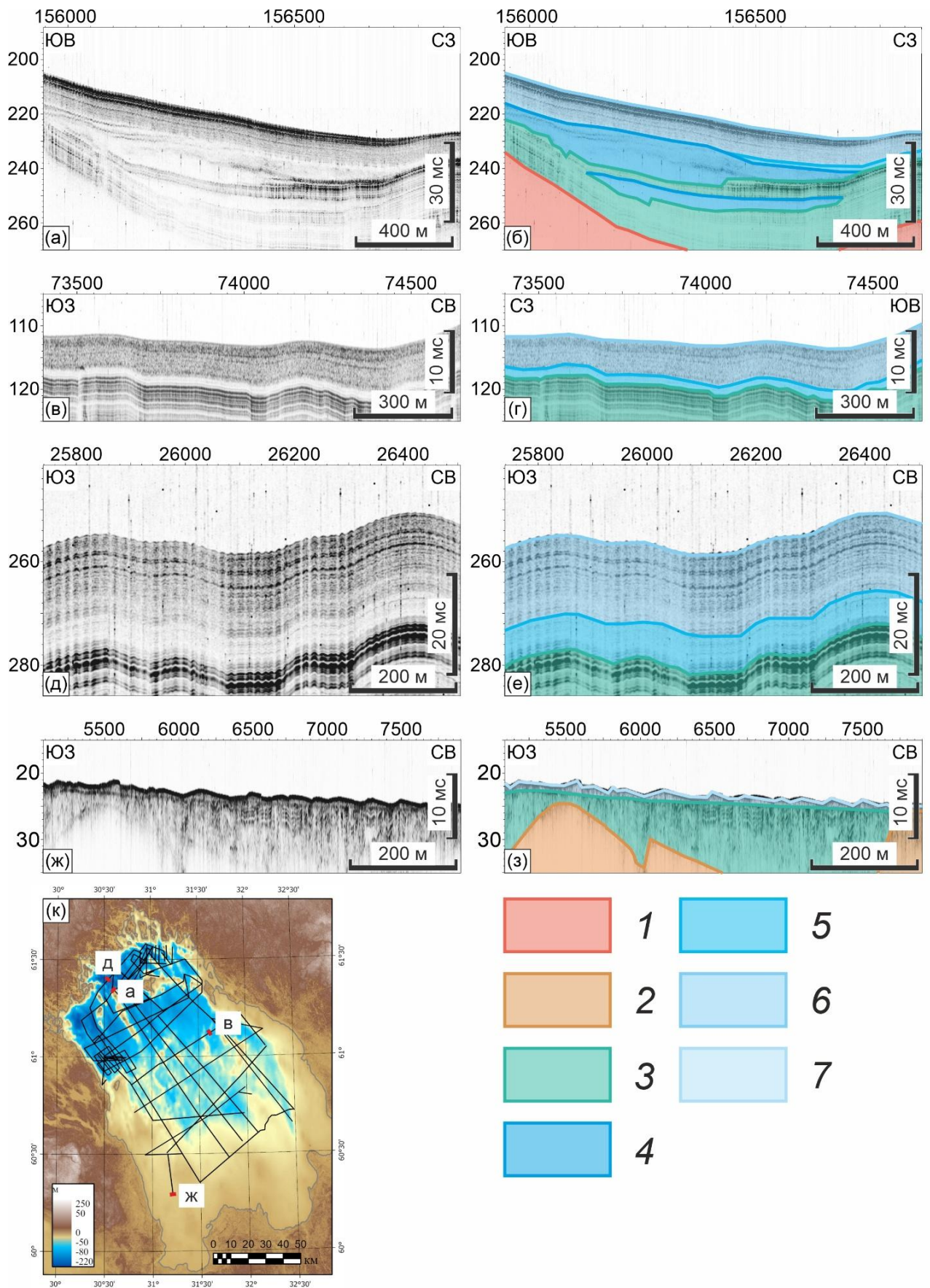


Рисунок 23. Примеры волновой картины сейсмостратиграфических подразделений толщи D3. Линзовидные фации D3-1, фрагмент профиля АПр р16_17: (а) – акустический разрез; (б) – интерпретация разреза. Фации D3-2а и D3-3а, сопоставляемые с нефелоидными отложениями

раннего голоцена и среднего-позднего голоцена соответственно, фрагмент профиля АПр р5_б(2): (в) – акустический разрез; (г) – интерпретация разреза. Фации D3-2b и D3-3b, сопоставляемые с флювиально-нефелоидными отложениями раннего голоцена и среднего-позднего голоцена соответственно, фрагмент профиля АПр р19_2б: (д) – акустический разрез; (е) – интерпретация разреза. Хаотическая пачка D3-4, фрагмент профилей АПр р01 и р0_2: (ж) – акустический разрез; (з) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сейсмотолща D1 (gIIIos); 3 – сейсмотолща D2 (lgIIIbl); 4 – сеймопачка D3-1 (ld,ltIIIos-H¹); 5 – сеймопачка D3-2 (IH¹); 6 – сеймопачка D3-3 (IH²⁻³); 7 – сеймопачка D3-4 (lvH). (к) – положение фрагментов на карте (выделены красным)

Для фаций D3-3b характерно значительное увеличение наблюдаемой мощности отложений. В среднем она достигает 10 м, в некоторых случаях увеличивается до 20 м. Данная фация наблюдается совместно с фацией D3-2b и также приурочена к долинам и ложбинам. Исключением является восточная часть озера на участке между островом Мантсинсаари и островами Салонена. Здесь отложения данной сейсмофации распространены до глубин около 18-20 м, а их кровля маркируется ярким отражающим горизонтом. Волновая картина сейсмофации представлена четкой параллельной слоистостью с циклическим чередованием рефлекторов, иногда прослеживаются внутриформационные эрозионные отражения (рис. 23д,е). Морфологически это подразделение слагает линзовидные тела, наибольшая мощность которых наблюдается по оси впадин. К бортам мощность уменьшается, в кровле проявляется яркий отражающий горизонт. D3-3b, как и D3-2b, отождествляется с флювиально-нефелоидными фациями (ln,lfH²⁻³), и их подробное описание представлено в подразделе 5.2.2.

Сеймопачка D3-4 характеризуется малой мощностью (около 1 м) и акустически прозрачным типом записи (рис. 23ж,з). Данное подразделение фрагментарно встречается в южной части озера, на мелководьях, залегая либо в покровном виде с холмистой морфологией, либо в виде одиночных холмистых тел. В последнем случае мощность пачки увеличивается до 3 м. Высокие значения амплитуд, хаотическая волновая картина, приуроченность к мелководьям позволяют коррелировать это подразделение с осадками ундалювиального генезиса (lvH). Эти отложения представлены различными разностями песка, гравием и галькой [Семенович, 1966]. Волновая динамика приводит к возникновению холмистой морфологии этих фаций, формируя песчаные волны и знаки ряби.

5.4 Актуальные вопросы интерпретации строения четвертичных отложений

5.4.1 Доледниковые отложения

Одной из основных проблем интерпретации строения четвертичного разреза Ладожского озера является вопрос о возрасте и происхождении отложений нижней части керна Co1309, полученного в результате исследований российско-германского проекта PLOT. В результате изучения керна палеоботаническими методами и ОСЛ-датированием, авторами было установлено, что нижняя часть колонки (интервал 12,75-22,75 м) представлена отложениями микулинского-ранневалдайского бассейна, которые накапливались в интервале 120 000-80 000 л.н. (МИС 5) (микулинский и подпорожский горизонты верхнего неоплейстоцена) [Andreev et al., 2019]. По сейсмостратиграфической схеме, предложенной в публикациях проекта PLOT (рис. 24) [Lebas et al., 2021], эти отложения коррелируют с отложениями сейсмостратиграфической толщи S2, по схеме, описанной в настоящем исследовании – пачки D1-2. Учитывая, что вышележащие отложения представлены поздневалдайскими (МИС 2) ленточными глинами приледниковых бассейнов, необходимо было объяснить отсутствие ледниковых отложений МИС 2, а также более древних толщ МИС 3-4. Для этого предложена концепция ледниковой экзарации бассейна [Lebas et al., 2021]. Основываясь на вышеупомянутых результатах исследования керна, а также интерпретации сейсмических и гидроакустических данных, был сделан вывод о том, что во время поздневалдайского оледенения ледниковые потоки, двигавшиеся по котловине Ладожского озера, оказывали только экзарационное и гляциотектоническое воздействие на ложе и не откладывали моренные отложения. Гряды и холмы, сложенные толщей S2, а также нетипичная волновая картина (латеральное замещение параллельно-слоистой записи на хаотическую были интерпретированы как результат «бульдозерного эффекта» (механизм напора) ледникового потока на доледниковые отложения с их последующей денудацией и деформацией. В понижениях рельефа эти отложения частично сохранились от экзарационного воздействия ледников, что привело к их ненарушенному залеганию.

В настоящей работе (см. выше) мы трактуем отложения толщи D1-2 (S2) как отложения гляцигенного маргинально-прогляциального парагенетического комплекса интерстадиала Беллинг-Аллеред (МИС 2), что противоречит описанной выше концепции. В качестве подтверждения нашей точки зрения предлагается несколько аргументов.

1. Волновая картина сейсмической записи. Как было сказано выше, пачка D1-2 характеризуется несколькими типами записи: параллельно-слоистая, клиноформная наклонная и хаотическая полупрозрачная. Там, где отложения, сопоставляемые с этим подразделением, образуют положительные формы, фиксируется хаотическая волновая картина. В южном направлении, на склонах этих форм происходит латеральное замещение на сейсмофации с

наклонной клиноформной слоистостью. Постепенно у подножия происходит переход на параллельно-слоистые фации. Так, мы можем наблюдать серии подобных положительных форм, между которыми в понижениях залегают параллельно-слоистые фации. При этом признаки напорных деформаций в виде слабоамплитудных наклонных рефлекторов наблюдаются лишь у северных склонов этих форм. Подобный характер сейсмической записи типичен для приледниковых конусов выноса (ice-contact fan, ice-proximal fan), образующихся в краевой зоне путем выноса талых ледниковых вод к фронту ледника [Dowdeswell et al., 2015; Sexton et al., 1992]. Наклонно-слоистые клиноформные (1 на рис. 25б) и хаотические (2) фации соответствуют деформированным отложениям конусов выноса, а горизонтально-слоистые (3-5) – проксимальным ледниково-озерным отложениям. Такая же волновая картина наблюдается и в районе бурения скважины Co1309 (рис. 25).

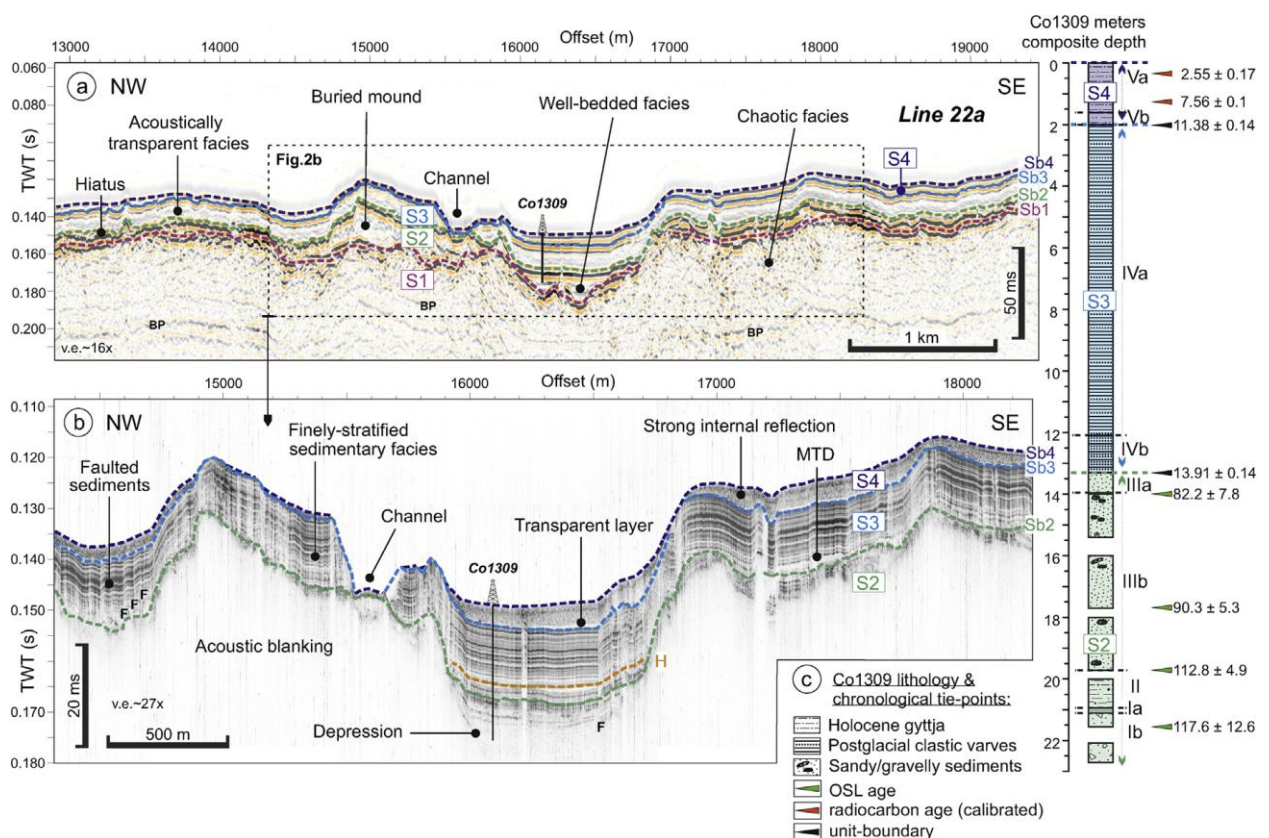


Рисунок 24. Сейсмостратиграфия четвертичного покрова по данным проекта PLOT и корреляция с литостратиграфией керна Co1309 [Lebas et al., 2021]. S2 – бассейновые отложения МИС 5; S3 – отложения приледниковых бассейнов МИС 2; S4 – озерные отложения МИС 1.

2. *Содержание диатомовых водорослей.* А.В. Лудиковой, совместно с соавторами, был изучен состав диатомовых водорослей в отложениях МИС 5 нижней части керна Co1309 [Ludikova et al., 2021]. Анализируя полученные результаты, авторы приходят к выводу, что эти

осадки накапливались в пресноводных мелководных обстановках с активной гидродинамикой. Предполагается, что большое количество диатомовых являются переотложенными из морских микулинских отложений. При этом, как отмечено в работе, состав диатомовых довольно схож с составом отложений приледниковых бассейнов, и, кроме того, схож с составом поздневалдайских ледниково-озерных осадков Ладожского озера. Но авторы работы все же не приписывают этим отложениям ледниково-озерный генезис, поскольку они опираются на результаты ОСЛ-датирования.

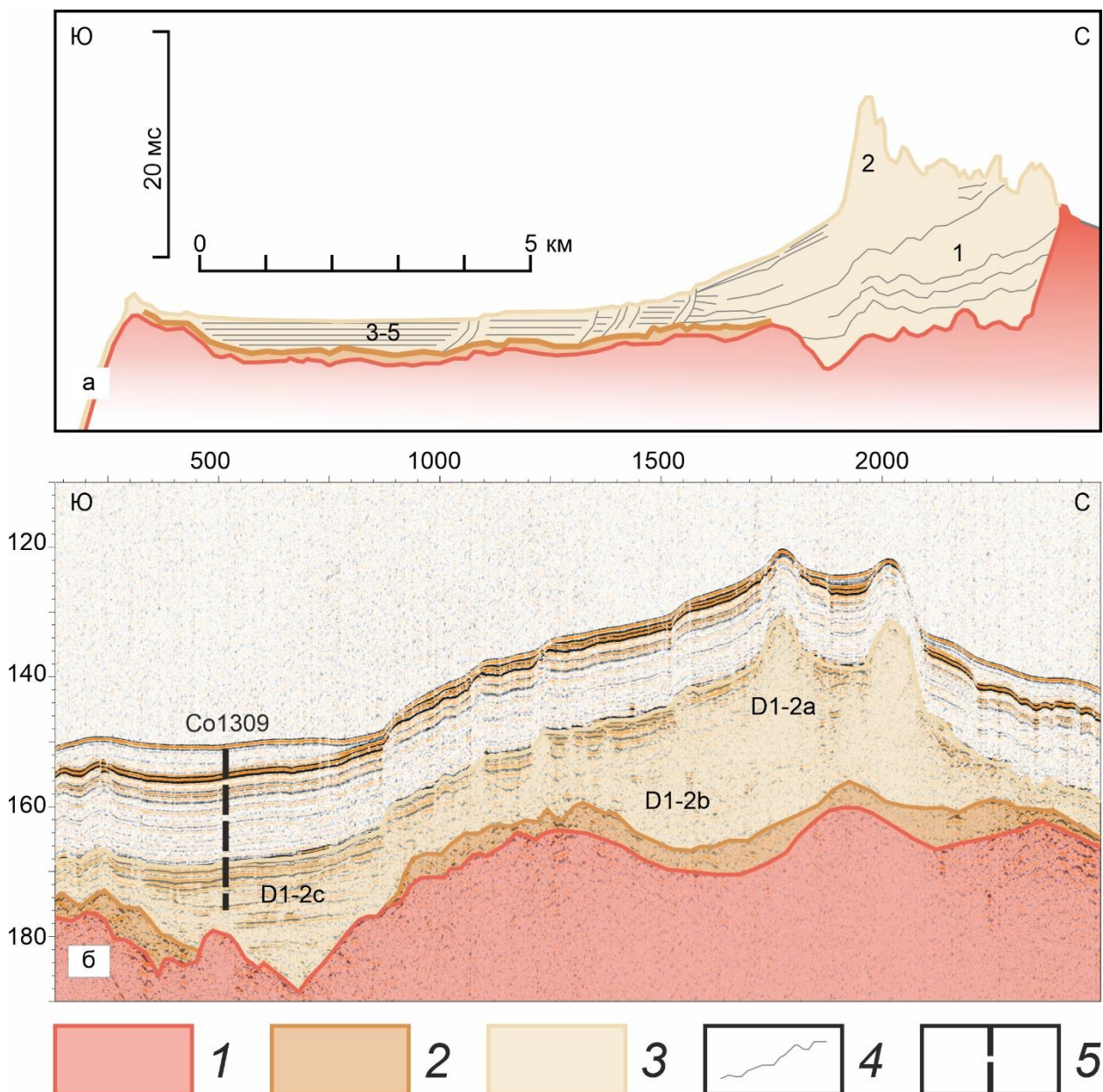


Рисунок 25. Сравнение сейсмоакустического разреза в точке бурения скважины и сейсмоакустического разреза прогляциальных отложений в районе Шпицбергена. (а) – интерпретация сейсмического разреза, проходящего через краевую ледниковую гряду малого ледникового периода во фьорде Лиллихеекфьорден, архипелаг Шпицберген, по [Sexton et al.,

1992]. Цифры – индексы сейсмотолщ. (б) – интерпретация сейсмического разреза фрагмента профиля СУВР RG_26, проходящего через точку бурения скважины Со1309. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (км), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). Условные обозначения для (а): 1 – сейсмокомплекс А; 2 – сеймопачка D1-1; 3 – сеймопачка D1-2; 4 – отражающие границы; 5 – место и мощность бурения скважины Со1309.

3. *Сопоставление с региональными коррелянтами.* Нижняя часть керна Со1309 (интервал 22,75-20,00 м) по возрасту соответствует отложениям микулинского межледниковья (МИС 5e-d) [Andreev et al., 2019] и интерпретируются как мелководные отложения пресноводного бассейна [Ludikova et al., 2021]. Абсолютная высота кровли этих отложений составляет -130 м. На северо-западе России, в районах Ладожского и Онежского озер, а также в Приневской низменности широко распространены осадки морского генезиса данного климатолита – отложения Мгинского моря. Они хорошо узнаваемы и являются стратотипом в региональной стратиграфической схеме. Эти отложения представляют собой битуминозные горизонтально-слоистые, черные и темно-серые алевриты и глины с запахом сероводорода. Их характеризует высокая насыщенность пылью, створками диатомовых водорослей, фауной моллюсков и органическими остатками. Эти образования залегают в интервале высот от -80 до 50 м [Знаменская, Черемисинова, 1962] и, следовательно располагаются выше относительно вскрытых в колонке отложений. Таким образом, принимая выводы Андреева с соавторами, можно прийти к выводу о том, что мелководные озерные отложения залегают как минимум на 50 м глубже морских.

Подобная ситуация складывается и с отложениями керна, которые соотносятся с подпорожским горизонтом. Абсолютная высота кровли их залегания составляет -123 м. В районе реки Ояти озерные и озерно-болотные отложения нижнего валдая находятся в пределах абсолютных отметок от 75 до 140 м [Плешивцева и др., 1998]. В Приневской низменности – на высотах от 0 до 8 м [Арсланов и др., 1975].

В то же время предлагаемая нами интерпретация D1-2 в качестве прогляциального паракомплекса, состоящего из краевых и абляционных морен, флювиогляциальных и ледниково-озерных проксимальных отложений, согласуется с представлениями о строении позднеплейстоценового покрова Приладожья и всего северо-запада России. Для этого региона характерно развитие водно-ледниковых отложений. Широко распространены флювиогляциальные отложения, слагающие озы, развиты ледниково-озерные проксимальные осадки, формирующие камовые плато и террасы [Геоморфология и четвертичные отложения..., 1969]. На восточном побережье детально описан комплекс краевых водно-ледниковых образований с флювиогляциальными грядами и дельтами [Ладожское озеро..., 1978]. На

Карельском перешейке известна вытянутая в субширотном направлении гряда Вярмянселькя, по сути являющаяся флювиогляциальной краевой грядой (маргинальный оз), аналогичная грядам Сальпаусселькя [Геоморфология и четвертичные..., 1969]. Очевидно, что подобные образования должны присутствовать и на дне Ладожского озера, причем в большей степени, учитывая, что основное движение льда и следовательно его деградация проходили в котловине озера.

4. *Механизм формирования напорных ледниковых гряд и холмов.* Чтобы объяснить полученные результаты анализа керн и сейсмического профилирования, исследователи проекта PLOT предложили концепцию бульдозерного воздействия ледников на котловину озера. Этим они объясняли существование на дне озера гряд и холмов («hummocky mounds»). В качестве примера образования таких гряд в работе Э. Лебас [Lebas et al., 2021] приводятся случаи формирования подобных форм на Шпицбергене и Британских островах [Graham, Midgley, 2000; Hambrey et al., 1997]. Действительно, напорный механизм формирования ледниковых форм рельефа широко известен. Но, в большинстве случаев, как и в перечисленных выше работах, подобным образом формируются гряды из неконсолидированных, только что отложенных ледником флювиогляциальных и ледниковых или ледниково-бассейновых отложений [Каплянская, Тарноградский, 1993]. Сформированные у края или под краем ледника отложения легко поддаются напорному воздействию тела ледника в результате его подвижек. Кроме того, в [Lebas et al., 2021] указано, что для гряд и холмов Ладожского озера характерна сейсмическая запись, интерпретируемая как последовательное наложение пластин деформированных отложений (прослеживаются отдельные рефлекторы, наклонно поднимающихся с юга на север). Анализируя сейсмические данные, можно утверждать, что подобные случаи немногочисленны и приурочены преимущественно к южной части озера. Для большинства гряд характерна волновая картина, описанная выше.

5. *Методические аспекты ОСЛ-датирования.* Результаты абсолютного датирования являются главным доводом в пользу ранневалдайского возраста нижней части керн. При этом, ОСЛ-датировки, выполненные для верхней части колонки (ленточных глин), были отброшены [Gromig et al., 2019]. Их возраст значительно превышал предполагаемый возраст формирования ледниково-озерных толщ. Было выдвинуто предположение, что эти датировки удревнены. Такая ошибка довольно распространена при датировании отложений, накапливавшихся в прогляциальных условиях, вследствие неполного обнуления ОСЛ-сигнала [Fuchs, Owen, 2008]. Большое количество взвеси, выносимой из тела ледника, а также продолжительное перекрытие бассейна озерным льдом приводит к тому, что отлагаемые осадки почти не экспонируются солнечной радиации.

Таким образом, если мы предполагаем, что нижняя часть керн также представлена ледниково-озерными отложениями, то вполне можно допустить, что полученные датировки

также удревнены. В районе Приладожья известны примеры, когда ОСЛ-датирование отложений, генетически связанных с последним оледенением, давало более древний возраст. Так, в разрезах р. Вуоксы отложения, изначально интерпретированные как флювиогляциальные и ледниково-озерные, были датированы в диапазоне от 90 000 до 60 000 л.н. [Шварев и др., 2020]. В итоге, авторы, коррелируя свои результаты с результатами анализа Co1309, также пришли к выводу о том, что изученные ими отложения представляют собой осадки ранневалдайского мелкого пресноводного бассейна.

Таким образом, приведенные здесь доводы ставят под сомнение генетически-возрастную интерпретацию сеймопачки D1-2, предложенную в [Lebas et al., 2021]. Единственным надежным аргументом, поддерживающим эту версию, является палиностратиграфия нижней части керна Co1309 [Andreev et al., 2019]. Спорово-пыльцевые спектры демонстрируют последовательную стратиграфическую смену палинозон. Интерпретация результатов показывает, что формирование этих отложений происходило в теплых, межледниковых условиях МИС5 с постепенным похолоданием климата. Тем не менее, наше исследование основано на интерпретации сейсмических данных. Поэтому анализируемое подразделение интерпретируется здесь и далее как отложения маргинально-прогляциального паракомплекса осташковского оледенения. Данное условие позволяет объяснить связь строения четвертичного покрова с особенностями рельефа котловины.

5.4.2 Флювиально-нефелоидные отложения

Следующий дискуссионный вопрос касается выделения по сейсмоакустическим данным мощных голоценовых отложений, мощность которых значительно превышает средние значения по котловине. Предыдущие оценки осадконакопления давались за счет данных геологического пробоотбора. Так, по одним представлениям, скорость голоценового осадконакопления составляет 0,1-1 мм/год [Субетто, 2009], по более современным данным – 0,03-0,16 мм/год [Sapelko et al., 2019]. Следовательно, средняя мощность озерных осадков, по максимальной оценке скорости, должна составлять 1,1-11 м, по минимальной – 0,33-1,76 м. Результаты анализа концентрации радионуклидов ^{137}Cs позволяют определить скорость осадконакопления в приповерхностных частях осадка в 0,3-3 мм/год [Бакунов и др., 2015; Vakunov et al., 2023], но эти значения позволяют охарактеризовать только современную седиментацию.

Таким образом, можно наблюдать, что оценки скорости осадконакопления и мощности озерных осадков существенно разнятся. Такие противоречия связываются с несколькими факторами. Во-первых, это объясняется неоднородностью в строении рельефа Ладожского озера и, как следствие, неравномерной седиментацией. Представляемые данные о скоростях осадконакопления получены преимущественно из центральной части котловины, в то время как

основные седиментационные бассейны расположены в северной части. Во-вторых, определение седиментации по данным геологического пробоотбора затруднено вследствие точечности и ограниченности метода. Для определения мощности голоценовых отложений необходим большой набор данных о строении кернов, покрывающий всю площадь водоема. Кроме того, большинство исследований донных осадков Ладожского озера проводится с помощью гравитационных пробоотборников ГОИН, длина которых составляет 1,5 м, следовательно, средняя мощность извлекаемых кернов не превышает 80 см. Наибольшая мощность голоценовых отложений была вскрыта с помощью поршневого пробоотборника в рамках проекта PLOT (2,02 м) [Gromig et al., 2019].

По данным сейсмостратиграфического анализа мощность толщи D3, соответствующего голоценовым озерным отложениям, в среднем оценивается в 5-6 м для районов сплошного распространения этих толщ и 2-3 м для районов островного распространения (центральная и южная части). Данные значения укладываются в максимальные оценки скорости осадконакопления. В то же время, на сейсмоакустических данных наблюдаются толщи, имеющие мощность от 10 до 20 м. Они сложены фациями D3-2b и D3-3b. На рис. 26 представлен пример записи подобных отложений. Они слагают аккумулятивное тело мощностью около 18 м. Данное тело расположено в межрядовой ложбине, оно имеет линзовидную морфологию, и его слои выклиниваются при приближении к склону возвышенности. Непосредственно у самого подножия амплитуды отражения сигнала сильно увеличиваются, что говорит об эрозионном характере донной поверхности. Волновая картина, как указывалось выше, представлена параллельно-слоистым типом записи. При этом, наблюдается цикличность, выражающаяся в чередовании рефлекторов низкой и средней амплитудности. Нередко наблюдаются эрозионные отражения внутри самого тела. Подобные формы рельефа известны как «дрифты». Они представляют собой мощные и вытянутые аккумулятивные тела, ограниченные эрозионными ложбинами, которые формируются под воздействием постоянных или квазипостоянных придонных течений [Rebesco et al., 2014]. Именно влияние течений позволяет объяснить неравномерное распределение осадка.

Процессы флювиальной седиментации широко распространены на дне Мирового Океана, как в океанических котловинах, так и в шельфовых морях [Rebesco et al., 2014]. Отложения, переносимые вдольсклоновыми течениями подножия континентального склона, называются контуритами и формируют контуритовые дрифты. Они имеют специфическое литологическое строение, чаще всего представленное переслаиванием алевритистых биотурбированных толщ и более тонких слоев мелкозернистого песка или крупнозернистого алеврита [Stow et al., 2002].

Примеров распространения отложений придонных течений и приуроченных к ним дрифтов в озерах не так много, и все они имеют гораздо меньшие масштабы в сравнении с

морскими образованиями. Достаточно хорошо изучены контуритовые системы на озере Байкал [Немченко и др., 2022; Ceramicola et al., 2001], где их формирование связывается с плотностными течениями, возникающими вследствие разной солености вод центральной и северной котловин. В озере Верхнее (Северная Америка), схожем с Ладожским по морфологии и истории развития, обнаружены и отобраны контуритовые осадки [Johnson et al., 1980]. Их формирование объясняется придонными течениями, формирующимися в весенний и осенний период при постоянном ветровом воздействии. Подобные явления наблюдались в Восточных Африканских озерах [Johnson, 1996], Женевском озере (Швейцария) [Girardclos et al., 2003], озере Лаго Кардиэль (Патагония, Аргентина) [Gilli et al., 2004].

В то время как в зарубежных исследованиях термин «контурит» относится к любым отложениям, связанным с переносом придонными течениями [Rebesco et al., 2014], в российской терминологии под контуритами подразумеваются отложения, формируемые вдольсклоновыми течениями у подножия континентального склона [Геологический словарь, 2011]. Следовательно, применять этот термин по отношению к отложениям, описанным в Ладожском озере, представляется некорректным. Кроме того, о влиянии течений на осадконакопление можно судить только по косвенным, сейсмоакустическим данным. При геологическом пробоотборе отбирается только верхняя часть осадка, которая по литологии слабо отличается от нефелоидных отложений. Как будет описано ниже, структура выделенных сейсмоакустических толщ несколько отличается от тел, характерных для контуритов. В том числе редко наблюдается валообразная морфология дрифтов, что является важным диагностическим признаком. В связи этим, в настоящей работе эти отложения обозначаются как «флювиально-нефелоидные». Данное понятие позволяет подчеркнуть, что хотя и течения влияют на формирование этих осадков, превалирующим типом седиментации является нефелоидное осаждение взвешенного вещества.

В Ладожском озере встречены несколько типов дрифтов. Первый тип наблюдается в северной части озера, особенно ярко эти образования выражены на участке между Валаамским архипелагом и Сортавальскими шхерами, а также вокруг Валаамского и Западного архипелагов. Здесь они формируются в межрядовых впадинах. Дрифты имеют линзовидную морфологию, но поверхность довольно выровнена и не всегда образует типичный вал (рис. 26а,б). Чаще всего они ассиметричны: примыкающая эрозионная ложбина приурочена к западному борту впадины. Именно эти формы имеют наибольшую мощность, достигающую 20 м. По классификации, предложенной М. Ребеско [Rebesco et al., 2014], эти образования относятся к заполняющим дрифтам (infill drift).

В южной и центральной частях озера встречены другие типы дрифтов. Здесь они приурочены к открытым эрозионным долинам, а также к Волхов-Мантсинсаарской впадине. На рис. 26в представлен дрифт, расположенный у южного окончания последней, в ее наиболее узкой

части. В отличие от тел, наблюдаемых в северной части озера, он имеет заполняющую морфологию, что не характерно для типичных дрейфов. Тем не менее, значительная мощность отложений (12 м), наличие эрозионных отражений как внутри толщи, так и на поверхности, цикличная слоистость позволяют утверждать, что на седиментацию оказывают влияние придонные течения. Это аккумулятивное тело, расположенное в самой впадине, относится к канализированным дрейфам (channel-related drift) [Rebesco et al., 2014]. На восточном борту впадины также можно наблюдать наложенный дрейфт (рис. 26г). Несмотря на то, что его размеры совсем незначительны (высота – 2 м, ширина 360 м), параметры волновой картины и морфологии позволяют его отнести к валовым дрейфам (mounded drift). В северном направлении впадина расширяется и меняется характер покрова. В тальвеге депрессии (рис. 26д) наблюдаются эрозионные ложбины, в то время как осадки приурочены к ее периферийным частям. Это свидетельствует об увеличении скорости течения, что приводит к нулевой седиментации в наиболее глубоких частях долины. На западной периферии выделяется покровный дрейфт (sheeted drift). На восточной фиксируется несколько отличающееся аккумулятивное тело. Его основными отличиями являются приуроченность к склону и проградационная волновая картина. Кроме того, оно залегает до достаточно малых глубин, что также не свойственно для других выделенных дрейфов. Предполагается, что данное формирование представляет собой пластовый дрейфт (plastered drift) [Rebesco et al., 2014].

Таким образом, имеющиеся данные позволяют утверждать, что на голоценовую седиментацию в Ладожском озере значительное влияние оказывают придонные течения. Вопрос о происхождении этих течений остается открытым. Сведений об этих течениях на сегодняшний день не так много. На мелководьях осадочный материал, поступающий вследствие абразии берегов, переносится в береговой зоне за счет воздействия вдольбереговых течений, вызываемых ветровыми волнами. При этом направление перемещения материала остается дискуссионным: по данным Л.К. Баркова с соавторами [1983] оно имеет антициклонический характер, по данным В.М. Анохина с соавторами. [2023] – циклонический. В открытой части выделяется три вида поверхностных течений: плотностные (вызываемые неравномерным прогреванием воды в разных районах), ветровые (вызываемые действием ветра на водную поверхность) и стоковые (возникающие от впадения в озеро рек) [Охлопкова, 1966].

Неравномерное прогревание вод возникает в периоды гидрологических весны и осени во время продвижения термобара. Весной холодные изотермические воды открытой части озера опускаются ко дну, скорость опускания при этом достигает 5-10 м/с [Усенков и др., 1999; Филатов, 1983]. Можно предполагать, что при опускании холодных плотных вод в районах резкого свала глубин могут возникать придонные течения. В южной части озера такие перепады глубин наблюдаются у южных склонов Волхов-Мантсисаарской впадины и у бортов открытых

долин. В других частях озера они приурочены к склонам самой котловины озера. Дрифты, обнаруженные в северной части озера свидетельствуют о южном направлении придонных течений, что подтверждает предположение об их развитии от крутых склонов фиардово-шхерных берегов.

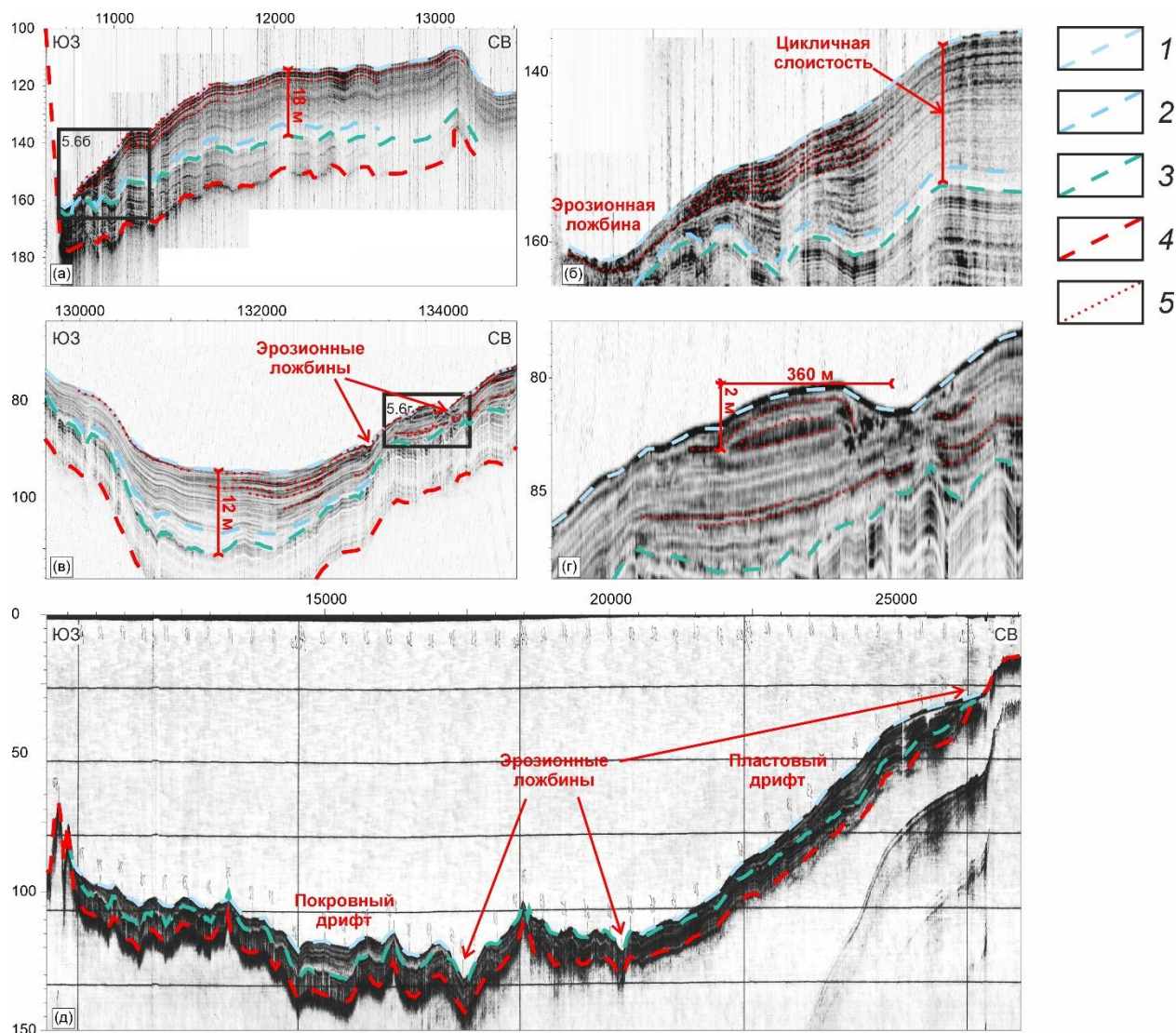


Рисунок 26. Примеры акустических разрезов, иллюстрирующих залегание флювиально-нефеллоидных фаций. (а, б) – дрифт, расположенный в северной части Ладожского озера; (в, г) – канализованный дрифт, заполняющий южную часть Волхов-Мантсинсаарской впадины; (д) – флювиально-нефеллоидные отложения центральной части Волхов-Мантсинсаарской впадины

В летний период основные течения открытой части озера формируются за счет ветрового воздействия и имеют антициклональный характер [Филатов, 1983]. Летом скорость поверхностных течений достигает 15-25 см/с, при этом, с глубиной их скорость заметно падает [Усенков и др., 1999]. Из этого следует, что на перемещение наносов ветровые течения могут

оказывать влияние лишь в прибрежных районах. Вероятно, пластовый дрейф у восточного берега озера (рис. 26д) сформирован вследствие воздействия ветровых течений.

Зимний период характеризуется слабой гидродинамической активностью водоема. Наблюдаются только стоковые течения в устьевых областях крупных рек. Воды южных рек имеют более высокую минерализацию в сравнении с водами озера [Крюков, 2013], вследствие чего они также могут образовывать придонные течения.

Суммируя выше сказанное, в данном подразделе представлена концепция о значительном влиянии придонных течений на морфолитогенез Ладожского озера. Сейсмофации, интерпретируемые как голоценовые флювиально-нефелоидные отложения, формируют мощные аккумулятивные тела (дрифты). Выделены несколько типов дрейфов в южной, восточной и северной частях озера – дрейфы заполнения, канализованные и пластовые. Предполагается, что их формирование обусловлено взаимодействием плотностных течений, возникающих при продвижении термобара, ветровых течений, направленных антициклонально в летний период и стоковых течений, возникающих в зимний период вследствие стока речных вод.

Таким образом, данная глава посвящена описанию выполненной местной сеймостратиграфической характеристике верхнеплейстоцен-голоценовых образований Ладожского озера и их возрастно-генетической интерпретации. Разобраны дискуссионные вопросы о возрасте и происхождении некоторых из этих отложений. Следовательно, эта глава соответствует защищаемому положению № 1.

ГЛАВА 6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

6.1 Морфология поверхности дна

Ладожское озеро имеет вытянутую, брахиометричную форму котловины, ориентированную с юго-востока на северо-запад. Генеральная конфигурация рельефа predetermined геологическим строением котловины. Северная часть – расчлененная и переуглубленная, в то время как южная, напротив, имеет малые глубины и углы наклона. Наблюдаются северо-западная, северная, и северо-восточная ориентировка форм рельефа. Береговая линия неоднородна и зависит от геологического строения. В южной части она слабо изрезана, имеет дугообразные элементы. Западный и восточный берега также довольно выровнены, но по направлению на север изрезанность увеличивается. У северных фиардово-шхерных берегов коэффициент изрезанности береговой линии достигает максимальных значений, берег характеризуется большим количеством линейно ориентированных островов и глубоко вдающихся в суше заливов. Основные морфометрические характеристики котловины приведены в табл. 6.

Таблица 6. Основные морфометрические характеристики котловины Ладожского озера [Науменко, 2013а; Черняева, 1966]

Площадь, км ²	17165
Объем, км ³	847,8
Средняя глубина, м	48,3
Максимальная глубина, м	230
Максимальная ширина, км	82
Максимальная длина, км	125
Длина береговой линии, км	1570
Абсолютная высота уреза воды, м	~4,7

По результатам полуавтоматической классификации рельефа по ИБП и уклону (см. раздел 3.2) было выделено восемь типов морфологических поверхностей, которые, позволяют выделять такие формы как равнины, впадины, ложбины, гряды, возвышенности, склоны (рис. 27).

По морфологии дна в Ладожском озере выделяются 3 зоны, соответствующие морфоструктурным районам [Мусатов, 1995]: Северо-Ладожскому, Центрально-Ладожскому и Южно-Ладожскому. Южно-Ладожская зона представляет собой пологонаклонные и слабонаклонные равнины на глубинах от 0 до 50 м. На ней выделяются несколько возвышенностей, высота этих положительных форм достигает 15 м.

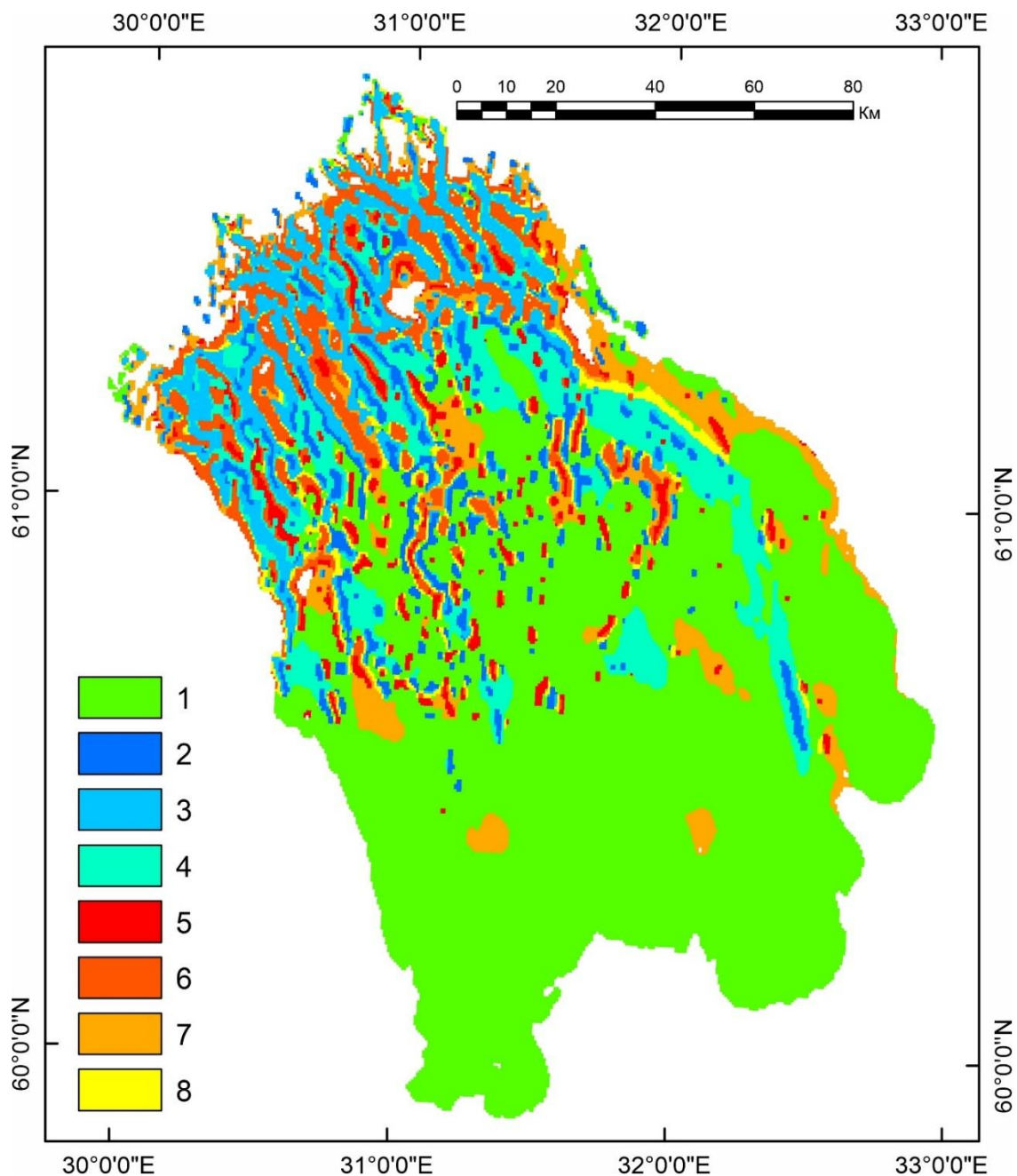


Рисунок 27. Схема морфологических поверхностей. Условные обозначения: 1 – равнины; 2 – днища впадин; 3 – вдолькилевые поверхности ложбин; 4 – склоны впадин и ложбин; 5 – вершины возвышенностей; 6 – пригребневые поверхности гряд; 7 – склоны возвышенностей; 8 - склоны

Морфология Центрально-Ладожской зоны более разнообразна. В целом, она представляет собой равнинную поверхность на глубинах от 50 до 80-100 м, но при этом осложненную мезомасштабными положительными и отрицательными линейными формами. Высота положительных форм составляет 5-30 м. Выделяются два типа таких форм: длинные, вытянутые, высокие (20-30 м) гряды, и короткие невысокие гряды (5-10 м). Глубина отрицательных форм (ложбин) – около 5-15 м. Все линейные формы имеют северо-западную, северную и северо-восточную ориентировку. Кроме того, вдоль восточного края Центрально-Ладожской зоны

выделяется крупная дугообразная впадина, известная как Волхов-Мантсинсаарская впадина. Глубина впадины увеличивается от 15 до 30 м (с юга на север), а ширина – от 2 до 10 км.

Северо-Ладожская зона представляет собой совокупность линейно вытянутых положительных форм (гряд и возвышенностей) северо-западной ориентировки, чередующихся с отрицательными формами (впадинами). Перепады глубин составляют от 20 до 80 м. Наиболее крупная гряда (Воссинансаарская) расположена примерно в центре Северо-Ладожской зоны. Ее относительная высота достигает 140 м. Наиболее глубокие впадины наблюдаются вдоль северного борта котловины, днища которых залегают на глубинах больше 200 м. Также фиксируются некоторые различия между западной и восточной частями зоны. В западной части линейные формы имеют более извилистый в плане облик, при этом характеризуются большой шириной – от 3 до 8 км. В восточной, напротив, линейные формы прямые, а их ширина достигает 3-4 км в среднем. Кроме того, в восточной половине выделяется группа возвышенностей, имеющих северо-восток-восточную ориентировку. Они формируют острова Валаамского архипелага. Высота этих поднятий достигает 100 м.

6.2 Генетические типы и формы рельефа

На основе полученных в результате сейсмостратиграфического и сейсмофациального анализов данных, а также морфометрического анализа ЦБМ определены возраст и генезис форм поверхности дна Ладожского озера, выполнена интерпретация генетически однородных поверхностей (ГОП) и составлена геоморфологическая карта Ладожского озера в масштабе 1 : 1 000 000 (ПРИЛОЖЕНИЕ С).

В табл. 7 представлена генетическая классификация донного рельефа водоема. Выделено 23 ГОП и форм рельефа, которые относятся к трем группам рельефа: денудационной, денудационно-аккумулятивной и аккумулятивной. В денудационной группе выделены поверхности конструктивного и озерного (абразионного) генетических типов. Такие же генетические типы, а также флювиальный представлены в денудационно-аккумулятивной группе. Поверхности аккумулятивной группы представлены озерным, ледниковым, гляциофлювиальным и ледниково-озерным типами. В отдельную категорию выделяется погребенный рельеф, который не участвует в современном геоморфологическом строении котловины, но важен при реконструкции палеогеографического развития.

Таблица 7. Морфогенетическая классификация ГОП и форм рельефа Ладожского озера

Денудационная группа	Денудационно-аккумулятивная группа	Аккумулятивная группа
Конструктурный тип		
Грядовые равнины, сформированные за счет препарировки интрузивных тел	Грядово-ложбинные равнины, с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах, формирующиеся с участием тектонических движений	-
Возвышенности, сформированные за счет препарировки интрузивных тел	Фиардово-шхерные линейно расчлененные равнины с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах	
	Грядово-ложбинные линейно расчлененные равнины с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах	
Флювиальный тип		
Течениевые ложбины	Долины, частично заполненные флювиально-нефелоидными отложениями	Дрифты
Озерный тип		
Пологонаклонные террасированные равнины, сформированные абразионными процессами вследствие изменений уровня воды и волновой деятельности Абразионные уступы	Волнистые равнины, сформированные ундальвиальными процессами	Слабонаклонные равнины, сформированные флювиально-нефелоидной аккумуляцией
		Полгие равнины, сформированные флювиально-нефелоидной аккумуляцией
		Волнистые равнины, сформированные нефелоидной аккумуляцией
		Береговые формы, нерасчлененные
Ледниковый тип		
-	-	Грядово-западинные равнины фронтальной дегляциации, перекрытые маломощным комплексом ледниково-озерных и озерных отложений
		Краевые ледниковые гряды
		Краевые ледниковые гряды, сложенные отложениями приледниковых конусов выноса
Гляциофлювиальный тип		
-	-	Приледниковые конусы выноса
-	-	Озы Де Геера
Ледниково-озерный тип		
-	-	Слабонаклонные равнины
Реликтовый (погребенный) рельеф		
Эрозионные долины		Гравитационные шлейфы

Для генетически однородных поверхностей, выраженных в масштабе рельефа, были вычислены основные морфометрические параметры – глубина, угол наклона, общая кривизна и индекс шероховатости (табл. 8). Угол наклона и общая кривизна рассчитаны с помощью инструментов ArcGIS. Индекс шероховатости (terrain ruggedness) определен по методике,

описанной в [Hobson, 1972], с помощью инструмента Benthic Terrain Modeler [Walbridge et al., 2018].

Таблица 8. Морфометрические характеристики генетических типов рельефа. ОК – общая кривизная, ИШ – индекс шероховатости

Генетически однородная поверхность	Площадь, км ²	Средняя глубина, м	Средний угол наклона, °	Средняя ОК	Средний ИШ
Конструктурный тип					
Грядовые равнины, сформированные за счет препарировки интрузивных тел	362500	55.49	1.46	0.000762	0.000122
Грядово-ложбинные линейно расчлененные равнины с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах	1748250	96.69	1.04	-0.000031	0.000060
Грядово-ложбинные равнины, с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах, формирующиеся с участием тектонических движений	569500	66.64	1.31	-0.000321	0.000120
Фиардово-шхерные линейно расчлененные равнины с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах	964000	33.42	1.33	0.000334	0.000127
Озерный тип					
Пологонаклонные террасированные равнины, сформированные абразионными процессами вследствие изменений уровня воды и волновой деятельности	4552250	11.15	0.11	0.000023	0.000001
Мелкогрядовые равнины, сформированные ундалювиальными процессами	983500	17.26	0.36	0.000026	0.000007
Слабонаклонные равнины, сформированные флювиально-нефелоидной аккумуляцией	1012250	38.48	0.36	-0.000050	0.000002
Пологонаклонные равнины, сформированные флювиально-нефелоидной аккумуляцией	1128250	87.08	0.26	-0.000209	0.000005
Волнистые равнины, сформированные нефелоидной аккумуляцией	582000	149.62	0.93	-0.001157	0.000097
Ледниковый тип					
Грядово-западинные равнины фронтальной дегляциации, перекрытые маломощным комплексом ледниково-озерных и озерных отложений	3274500	60.17	0.31	0.000026	0.000007
Ледниково-озерный тип					
Пологонаклонные волнистые равнины	2580750	36.61	0.14	-0.000006	0.000001

6.2.1 Конструктурный рельеф

Конструктурный тип рельефа распространен в северной части озера, где архей-нижнепротерозойские и рифейские сложнодислоцированные породы определяют морфологию поверхности дна с большими перепадами глубин. Этот тип отнесен в денудационную и денудационно-аккумулятивную генетические группы. Добавление структурного типа в денудационно-аккумулятивную группу является дискуссионным вопросом, поскольку структурный рельеф традиционно считается денудационным. Это утверждение верно в условиях континентального рельефообразования. Для субаквальных поверхностей, в условиях постоянного накопления осадков в структурных понижениях, обусловленных денудационной природой, употребление такого термина становится вполне логичным.

К денудационной группе отнесены *грядовые равнины и возвышенности, сформированные за счет препарировки интрузивных тел* (рис. 28). Это формы, в основании которых залегают Валаамский силл и дайки Валаамско-Староладожской и Видлицко-Свирской зон [Амантов, 2014]. Гряды имеют островершинный характер, а также асимметричный поперечный профиль: северо-западные склоны (до 50°) круче юго-восточных. Сложены интрузивными породами среднего рифея, которые представляют собой разновидности габбро и габбро-долеритов [Свириденко, Светов, 2008].

Денудационно-аккумулятивная группа включает в себя три поверхности структурного рельефа: грядово-ложбинные линейно расчлененные равнины с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах, фиардово-шхерные линейно расчлененные равнины с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах, грядово-ложбинные равнины с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах, формирующиеся с участием тектонических движений.

Грядово-ложбинные линейно расчлененные равнины с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах имеют наиболее широкое распространение в северной части Ладожского озера и представляют собой совокупность чередующихся друг с другом линейно ориентированных гряд и впадин (рис. 29). Это довольно расчлененные участки котловины озера, со средними углами наклона 3,5-4°. Благодаря накоплению современных осадков в понижениях расчлененность рельефа сглаживается. Гряды вытянуты в северо-западном, иногда северном направлениях. Относительная высота этих возвышенностей – до 120-140 м. Их поперечный профиль симметричный и имеет сглаженную морфологию. Вершины гряд сложены маломощными ледниковыми или перекрывающими их ледниково-озерными отложениями. Реже на поверхности непосредственно вскрываются коренные породы. Как было отмечено в ГЛАВЕ 4, гряды

представляют собой денудационные останцы и предположительно частично сложены четвертичными довалдайскими образованиями.

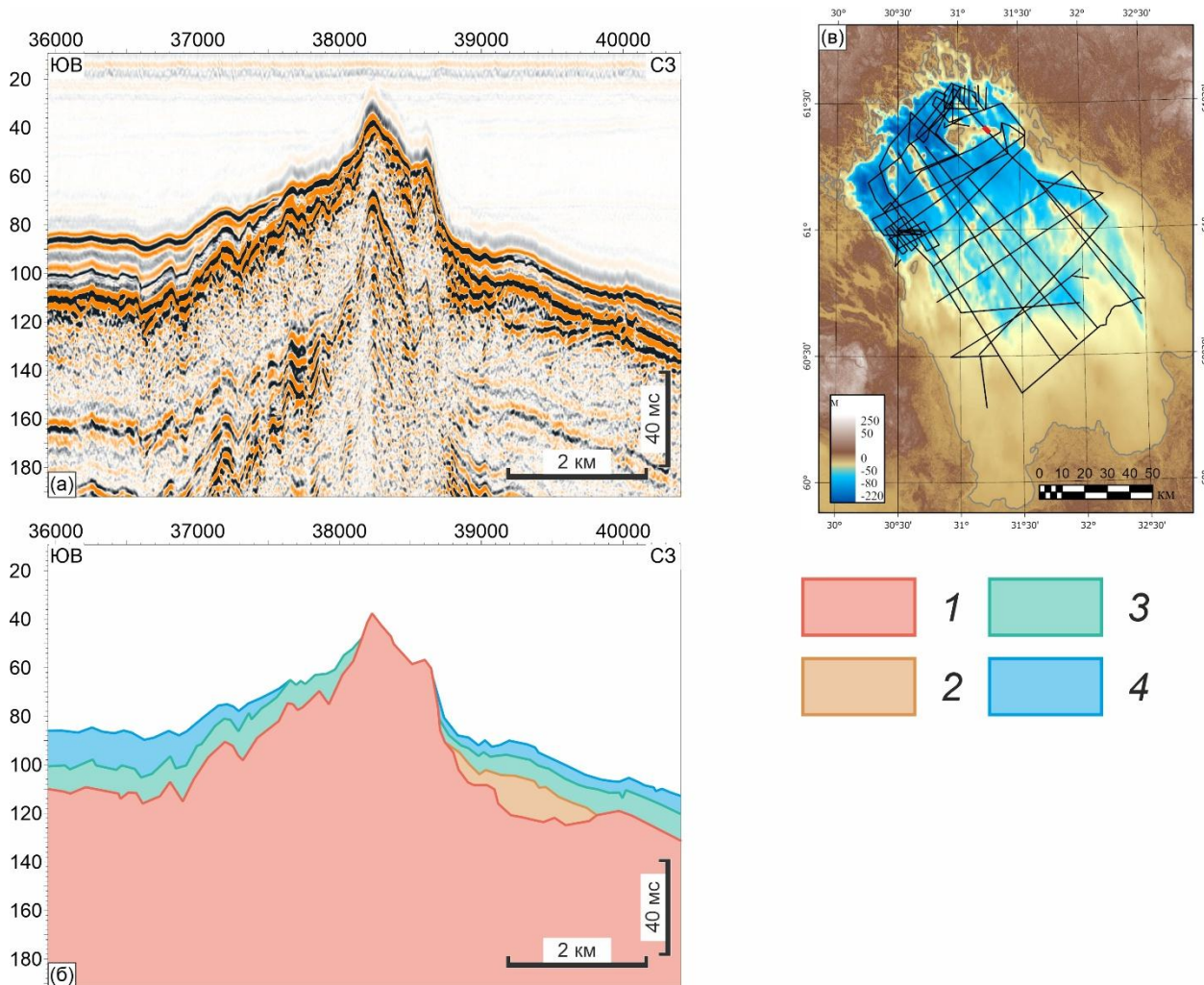


Рисунок 28. Строение приповерхностного разреза грядовых равнин и возвышенностей, сформированных за счет препарировки интрузивных тел. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р14. (б) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профиля на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сейсмотолща D1 (GIIIos); 3 – сейсмотолща D2 (IgIIIbl); 4 – сейсмотолща D3 (IH)

Межгрядовые ложбины являются основными седиментационными бассейнами наряду с нефелоидными равнинами. Мощность верхнеплейстоцен-голоценовых отложений в таких впадинах может достигать 50-60 м, из которых мощность голоценовой толщи составляет 15 м. Линейная ориентированность ложбин обуславливает благоприятные условия для прохождения здесь придонных течений, что подтверждается формированием течениевых дрифтов и эрозионных ложбин (см. подраздел 6.2.2).

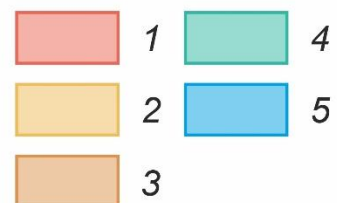
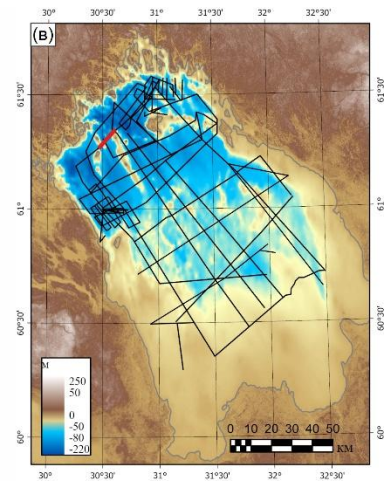
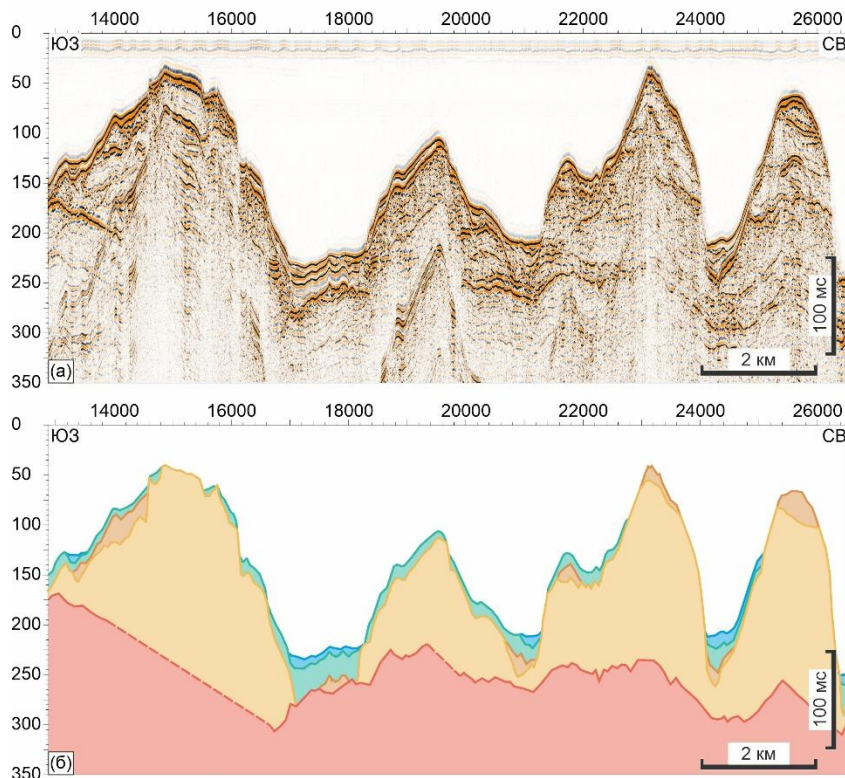


Рисунок 29. Строение приповерхностного разреза грядово-ложбинных линейно расчлененных равнин с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р13. (б) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профиля на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сейсмокомплекс С (QI-III(?)); 3 – сейсмотолща D1 (GIIIos); 4 – сейсмотолща D2 (IgIIIbl); 5 – сейсмотолща D3 (IH)

Фиардово-ихерные линейно расчлененные равнины с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах приурочены к северному побережью Ладожского озера. Как и в случае с грядово-ложбинными равнинами, для них характерная линейная расчлененность и чередование грядовых и ложбинных форм. Гряды здесь сформированы дочетвертичными архейскими и протерозойскими породами, также встречаются гряды ледникового аккумулятивного происхождения (рис. 30). Поперечный профиль симметричный, островершинный. Относительные превышения достигают 120 м. Мощность четвертичных отложений, заполняющих ложбины также значительная: общая мощность может достигать 60 м, мощность голоценовых осадков – 15 м. При этом у подножий склонов часто встречаются линзы турбидитных отложений на контакте ледниково-озерных и озерных отложений.

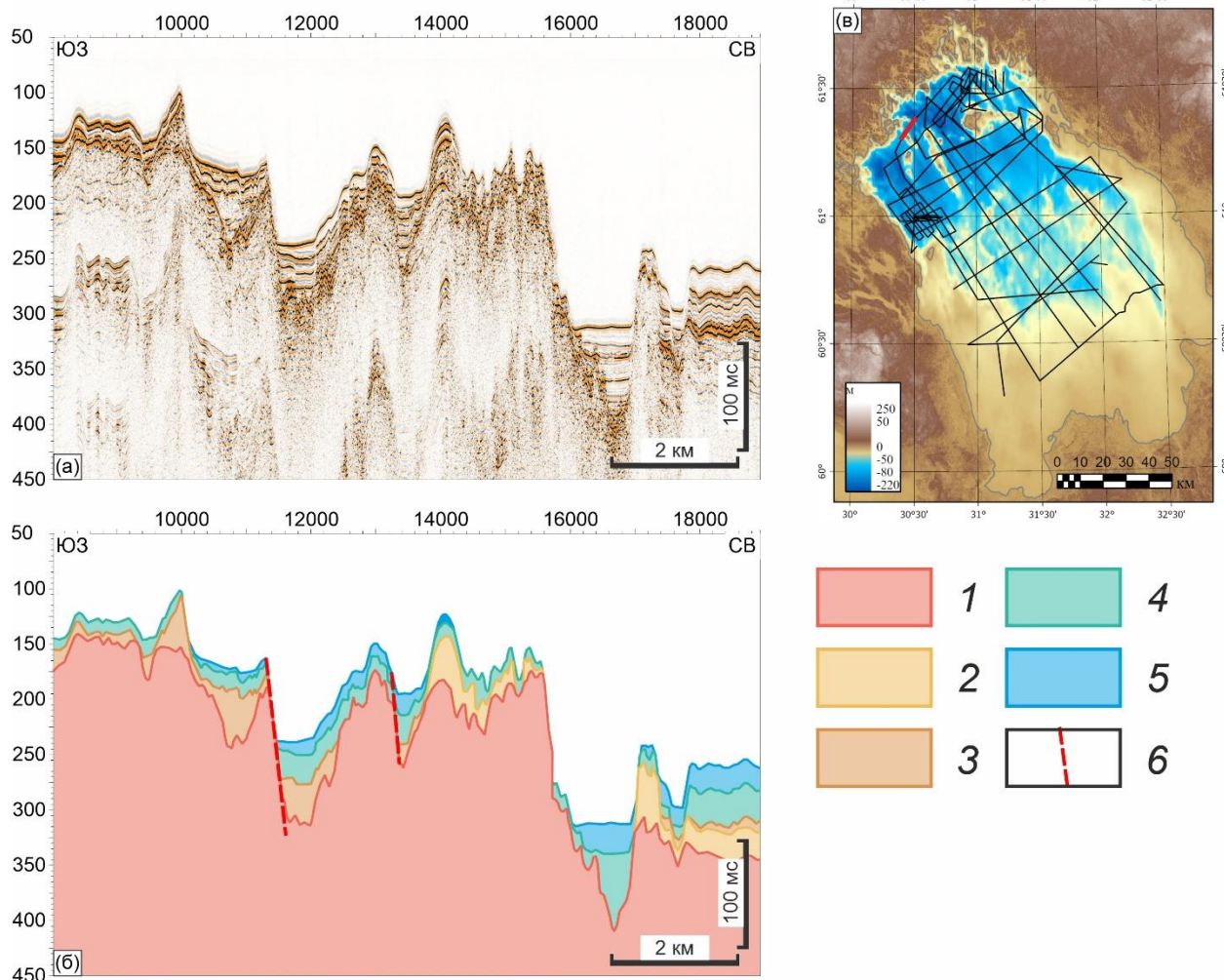


Рисунок 30. Строение приповерхностного разреза фиардово-шхерных линейно расчлененных равнин с озерной нефелойдной аккумуляцией в ложбинах. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р19_26. (б) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профиля на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сейсмокомплекс С (Q); 3 – сейсмотолща D1 (GIIos); 4 – сейсмотолща D2 (lgIIIbl); 5 – сейсмотолща D3 (IH); 6 – предполагаемые активные разрывные нарушения

Грядово-ложбинные линейно расчлененные равнины с озерной нефелойдной аккумуляцией в ложбинах, формирующиеся с участием вертикальных тектонических движений расположены в северо-восточной части котловины озера (рис. 31). От предыдущих форм их отличают асимметричный поперечный профиль гряд, большие уклон и расчлененность рельефа. Для гряд характерны крутые северо-восточные склоны, их угол наклона может достигать 60°, средний угол наклона составляет 20-30°. Хотя амплитуды донной поверхности достигают 120 м, амплитуды глубины фундамента гораздо больше и могут достигать 200 м. Гряды сложены дочетвертичными породами, при этом их вершины покрыты чехлом верхнеплейстоценовых

ледниковых, ледниково-озерных и даже голоценовых озерных отложений. При этом, ближе к Валаамскому архипелагу, выделяются гряды, сложенные четвертичными довалдайскими отложениями. Ложбины также характеризуются значительными мощностями верхнеплейстоцен-голоценовых отложений, до 80 м. Характерны и линзы турбидитных и декливиальных отложений (рис. 23а,б). «Свежий» облик и значительная расчлененность поверхности фундамента позволяют предполагать участие неотектонических движений в формировании этой равнины. Подробнее о проявлении неотектонических движений в формировании рельефа Ладожского озера см. в ГЛАВЕ 7.

6.2.2 Флювиальный рельеф

К этому генетическому типу относятся эрозионные долины и ложбины, частично заполненные флювиально-нефелоидными отложениями, течениевые ложбины и дрифты. Ложбины в виду их малых размеров и редкой сети профилей, на геоморфологической карте не выделяются.

Эрозионные долины, частично заполненные флювиально-нефелоидными отложениями относятся к денудационно-аккумулятивной группе. Это вытянутые отрицательные формы рельефа (рис. 32). Длина форм варьируется от 5 до 25 км, а глубина может достигать 15 м. При этом амплитуды дочетвертичного фундамента достигают 30-45 м. Поперечный профиль имеет U-образный, слегка асимметричный характер. Западный склон ($1,5-2,6^\circ$) круче восточного ($0,5-1,2^\circ$). Эти формы рельефа не наблюдаются глубже 90 м и преимущественно встречаются в южной и центральной частях озера. Их характерной чертой является частичное заполнение голоценовыми озерными флювиально-нефелоидными отложениями, которые соответствуют сейсмофациям D3-2b и D3-3b. Их мощность может достигать 9-10 м. Вследствие большой мощности голоценовых отложений в сейсмоакустических разрезах могут наблюдаться признаки газонасыщенности, выражающиеся в виде зон потери корреляции. Аккумулятивное заполнение неравномерно и чередуются с зонами денудации, что также подтверждает влияние придонных течений на осаждение материала.

Происхождение этих долин дискуссионное. А.В. Амантов [Амантов, Амантова, 2014] рассматривал эти долины как туннельные долины, формирующиеся под ложем ледника. Е.Е. Мусатов [1995] картировал эти формы как долины эрозионного происхождения. Для того, чтобы решить эту проблему, необходимо проследить изменения глубины тальвега, однако редкая сеть профилирования в зонах распространения этих форм рельефа не позволяет выполнить данную задачу. Вероятно, эти долины и ложбины имеют смешанное происхождение: изначально речные долины, сформировавшиеся при более низком уровне, в ледниковые эпохи обрабатывались тальми подледниковыми водами [Kirkham et al., 2024; Lohrberg et al., 2022]. На

сейсмоакустических разрезах в основании врезов наблюдаются флювиогляциальные отложения (сейсмофация D1-2а).

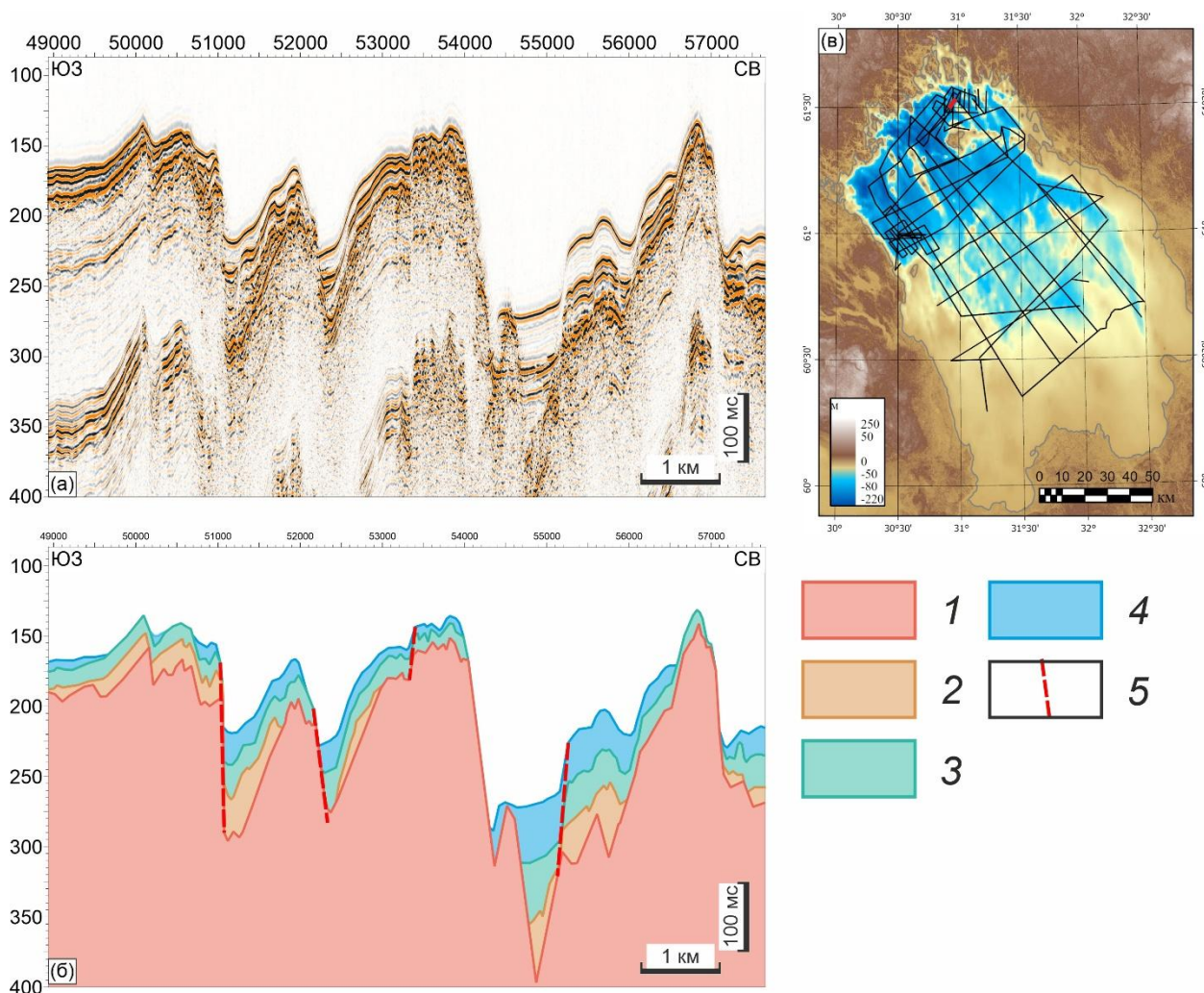


Рисунок 31. Строение приповерхностного разреза грядово-ложбинных линейно расчлененных равнин с озерной нефелоидной аккумуляцией в ложбинах, формирующиеся с участием вертикальных тектонических движений. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р11_12. (б) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профиля на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сейсмотолща D1 (GШos); 3 – сейсмотолща D2 (lgШbl); 4 – сейсмотолща D3 (И); 5 – предполагаемые разрывные нарушения

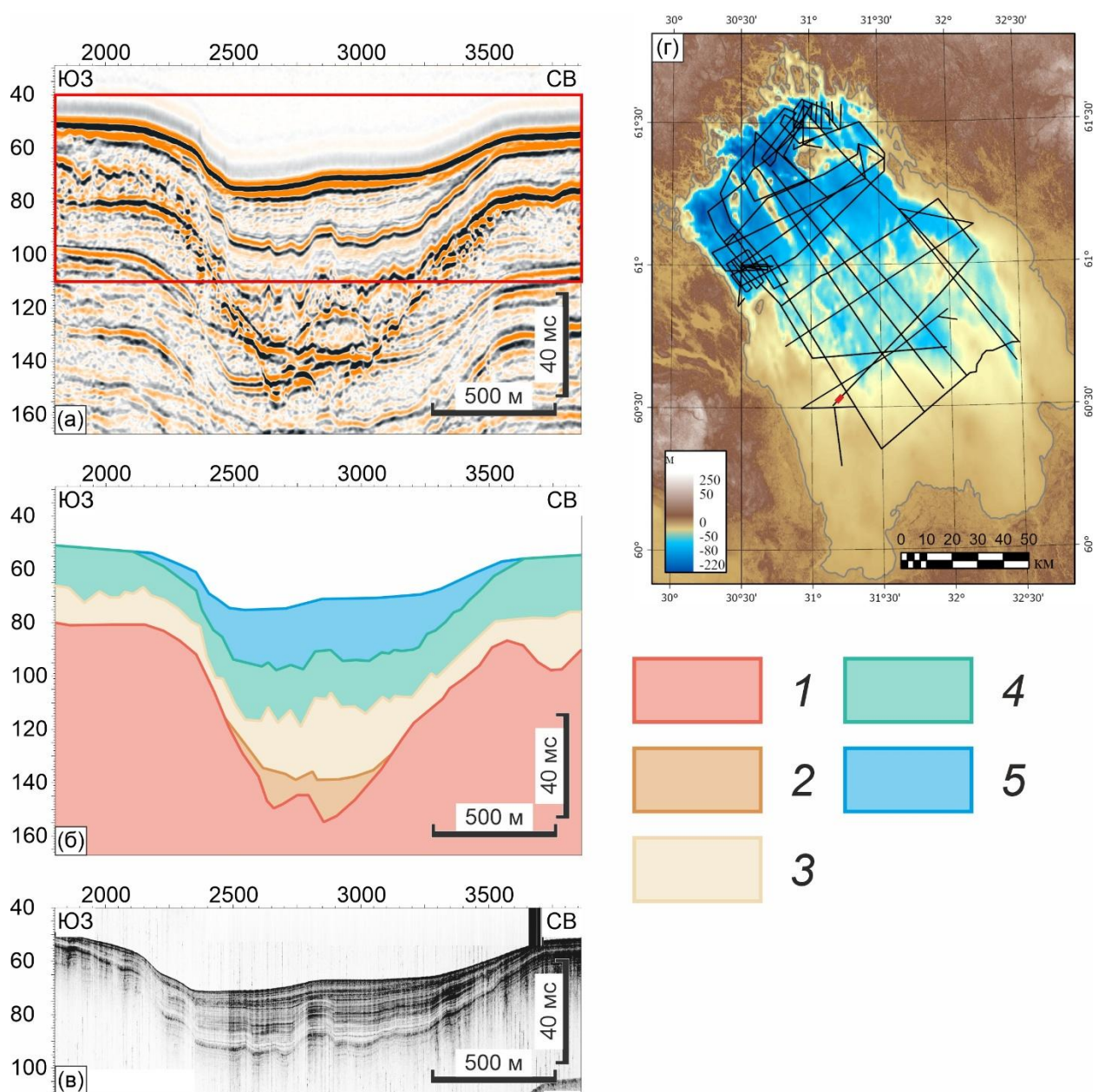


Рисунок 32. Строение приповерхностного разреза эрозионных долин, частично заполненных флювиально-нефеллоидными отложениями на сейсмоакустических разрезах. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р02. Красная рамка – рис. 6.6в; (б) – интерпретация разреза. (в) – акустический разрез фрагмента профиля АПр р18а_19. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (г) – положение профиля на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сеймопачка D1-1 (g_{bn}Шos); 3 – сеймопачка D1-2 (GШal-bφ); 4 – сеймотолща D2 (lgШbl); 5 – сеймотолща D3 (IH)

Течениевые ложбины и дрифты относятся к денудационной и аккумулятивной группам соответственно и представляют собой парагенетические образования, формирующиеся в результате неравномерного распределения озерных отложений под воздействием придонных

течений (см. подраздел 5.4.2 Флювиально-нефелоидные отложения). На геоморфологической карте они не выделяются вследствие малых масштабов и недостаточной сети сейсмоакустических профилей. Они приурочены к узким линейным отрицательным формам, таким как структурные ложбины и эрозионные долины (рис. 33).

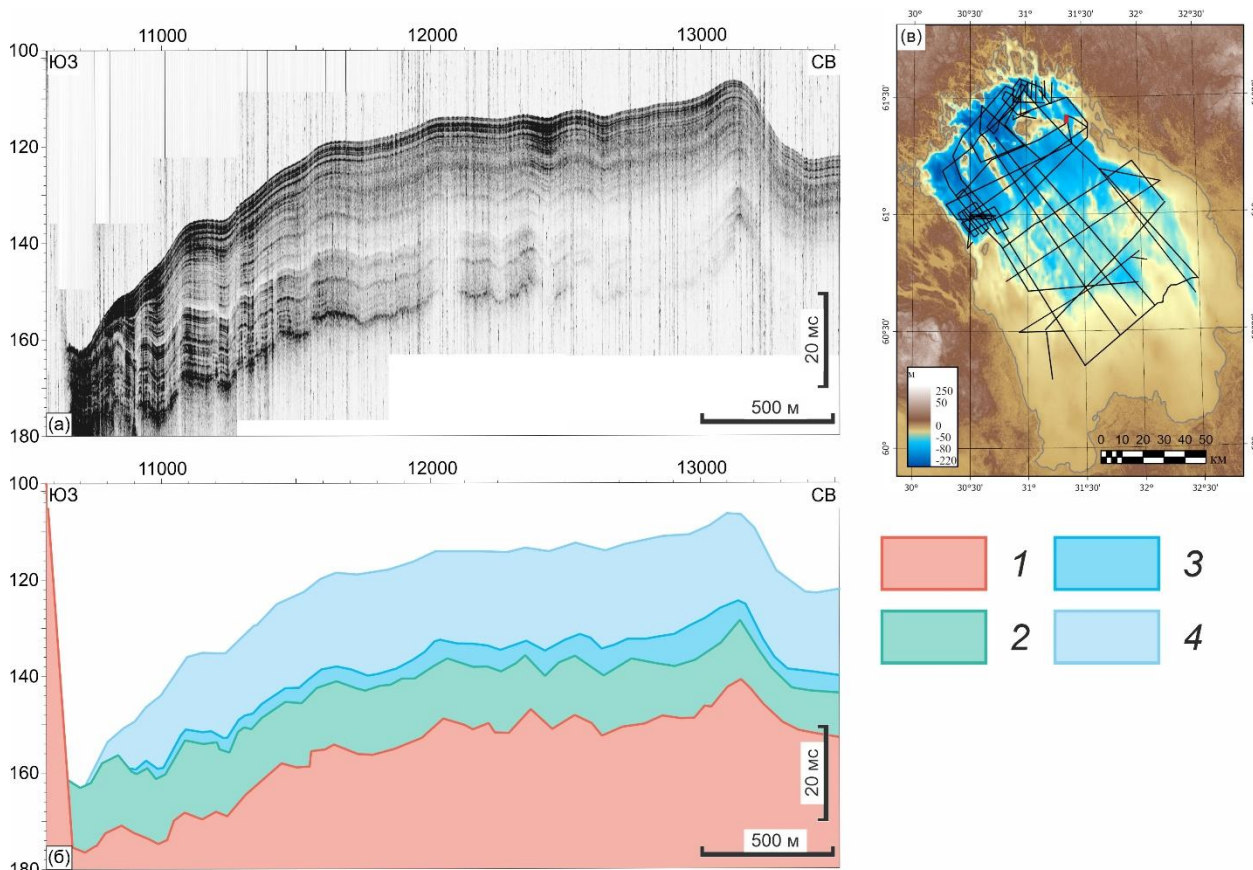


Рисунок 33. Строение приповерхностного разреза течениевых ложбин и дрифтов на сейсмоакустических разрезах. (а) – акустический разрез фрагмента профиля АПр r09_10; (б) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профиля на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сейсмотолща D1 (GIIIos); 3 – сейсмотолща D2 (IgIIIbl); 4 – сейсмотолща D3 (IH)

Дрифты сложены флювиально-нефелоидными отложениями. Их размеры значительно варьируются: от 2 до 20 м высоты. Они имеют валообразный асимметричный поперечный профиль, асимметрия связана с сингенетическим формированием ложбинных форм. Выделяются несколько типов дрифтов: заполняющие, канализованные, валовые, пластовые и покровные. Течениевые ложбины имеют относительную высоту русла до 2 м, ширина в поперечнике до 150 м. Они представляют собой зону наиболее интенсивного канализованного тока течений.

6.2.3 Озерный рельеф

Формы озерного генетического типа входят в денудационную, денудационно-аккумулятивную и аккумулятивную группы. К денудационной (абразионной) группе относятся *пологонаклонные террасированные равнины, сформированные абразионными процессами вследствие изменений уровня воды и волновой деятельности, а также абразионные уступы*. Они приурочены к южной мелководной части озера, сформированы вдоль береговой линии от Тайпаловского залива на западе до островов Салонена на востоке. Они приурочены к глубинам от 0 до 20 м и отличаются крайне малыми углами наклона – около $0,03^\circ$. Поверхность имеет абразионный характер и сложена верхнеплейстоценовыми ледниково-озерными, ледниковыми или дочетвертичными образованиями (рис. 34). На сейсмоакустических разрезах это подчеркивается высокоамплитудным отражающим горизонтом. Однако, в некоторых местах эта абразионная поверхность перекрывается маломощным (<1 м) покровом голоценовых ундулювиальных отложений.

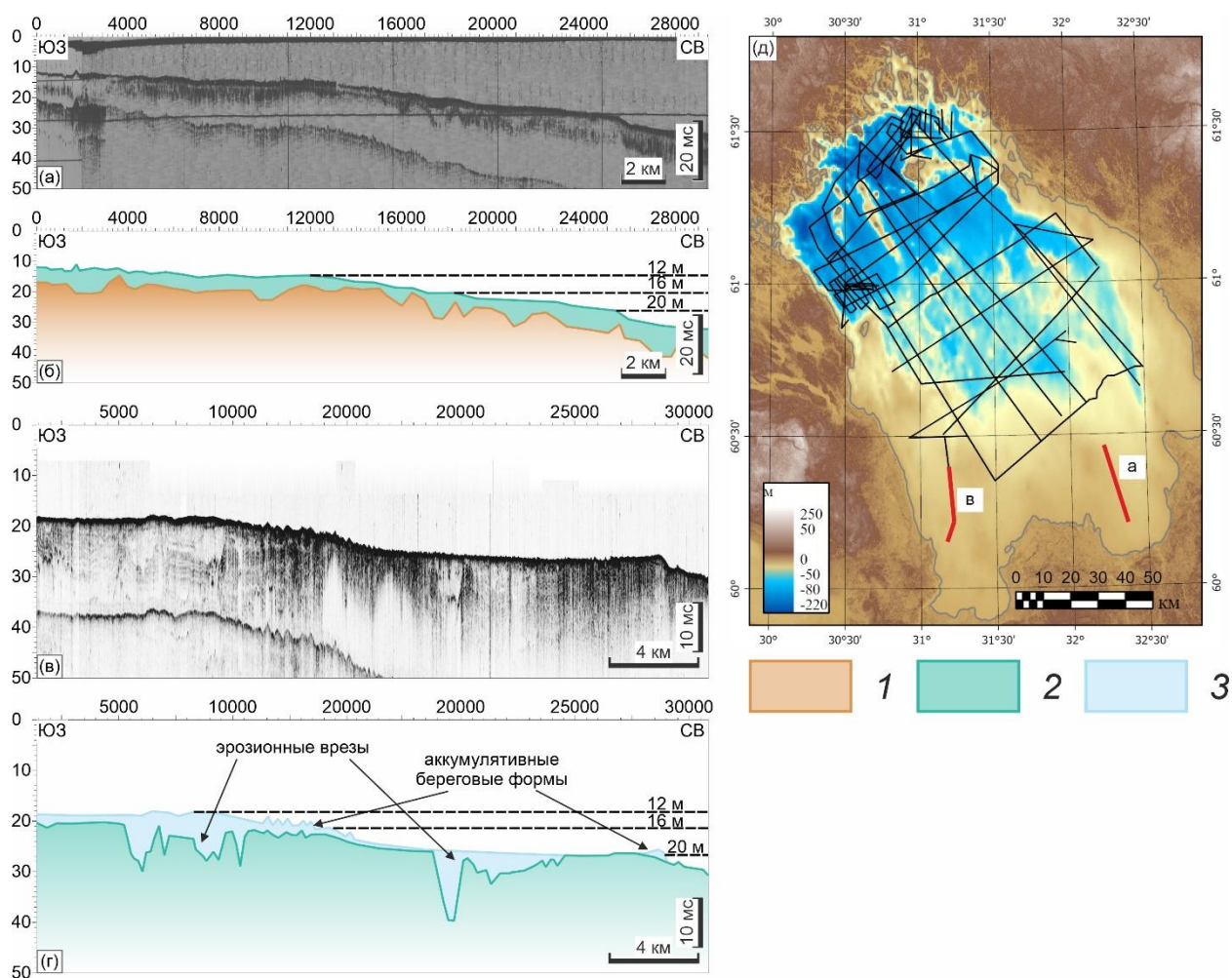


Рисунок 34. Строение приповерхностного разреза абразионных террасированных равнин. (а) – акустический разрез фрагмента профиля ГЛ GL_1990_lad_unknown2_25jun_part1; (б) –

интерпретация разреза; (в) – акустический разрез совмещенных фрагментов профилей АПр р01 и р0_2; (г) – интерпретация разреза. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (д) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сейсмотолща D1 (gIIIos); 2 – сейсмотолща D2 (lgIIIbl); 3 – сейсмopачка D3-4 (lvH)

Наиболее интересной чертой этих равнин является террасированность. В пределах всего южного Приладожья наблюдаются террасовые поверхности. Уверенно выделяются террасы на 12, 16 и 20 м глубины (ПРИЛОЖЕНИЕ С). Вероятно, террасы могут находиться и на меньших глубинах, однако для их определения на текущий момент имеется недостаточно сведений. Террасы отделяются друг от друга абразионными уступами, иногда осложненные аккумулятивными береговыми формами, о которых будет сказано ниже. Террасированность абразионных равнин позволяет говорить об их формировании вследствие понижения уровня в прошлом. В настоящее время эти поверхности подвержены волновым процессам, на что указывает полное или частичное отсутствие голоценовых осадков.

В денудационно-аккумулятивную группу входят *волнистые равнины, сформированные ундальювиальными и флювиальными процессами*. Эти поверхности приурочены к восточной и западной прибрежным частям Ладожского озера и распространены в пределах глубин от 0 до 40 м. В западной части они наблюдаются в пределах акватории от Черемухинского залива до острова Коневец, в восточной – от Питкяранты до Погранкодушей. Равнины представляют собой субгоризонтальные площадки, морфология которых осложнена чередованием гряд и понижений (рис. 35).

Основным фактором рельефообразования является волновое выравнивание донной поверхности. Рельеф характеризуется наличием небольших возвышенностей, в понижениях между которыми формируются седиментационные бассейны, заполненные голоценовыми озерными осадками. На самих возвышенностях активно проявляются абразионные процессы. Их вершины преимущественно сложены ледниковыми и ледниково-озерными образованиями. Максимальная мощность голоценовых осадков, формирующихся в понижениях, может достигать 10 м.

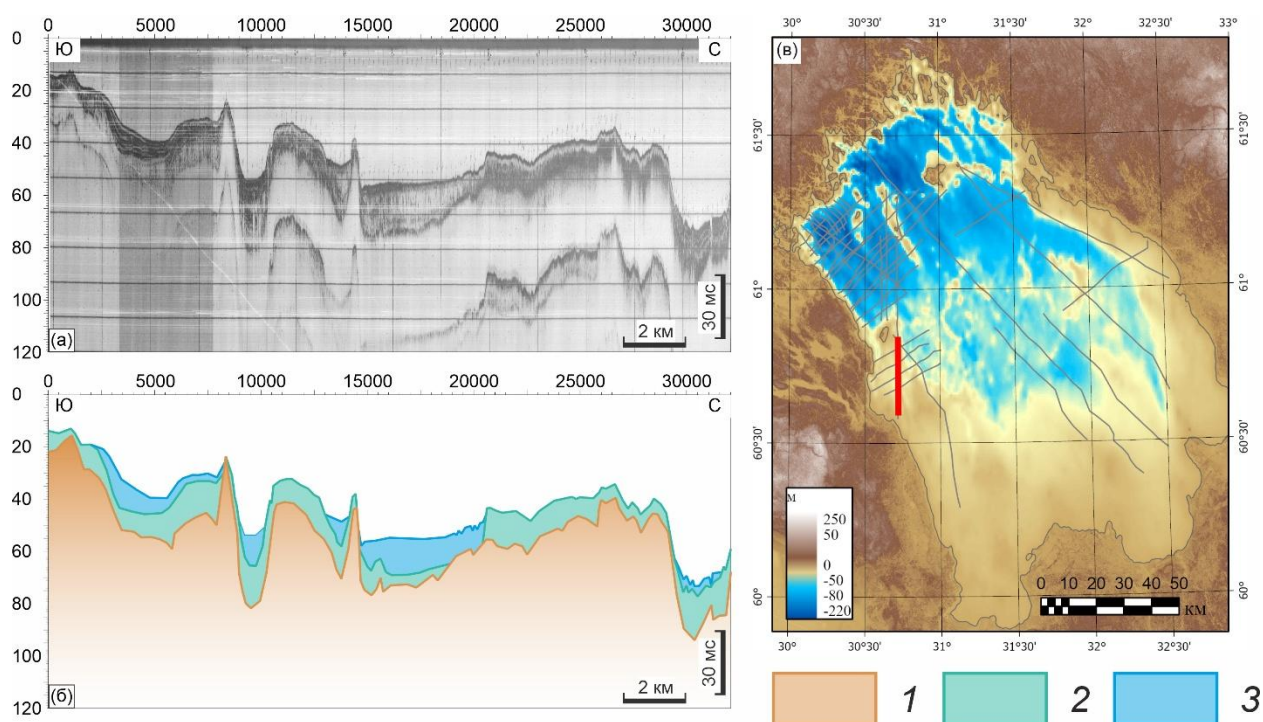


Рисунок 35. Строение приповерхностного разреза пологоволнистых равнин, сформированных ундальювиальными процессами. (а) – акустический разрез фрагмента профиля ГЛ GL_1994_lad_pr9_20oct_part2; (б) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сейсмотолща D1 (gIIIos); 2 – сейсмотолща D2 (lgIIIbl); 3 – сейсмотолща D3 (IH)

Аккумулятивная группа представлена тремя видами поверхностей. *Слабонаклонные равнины, сформированные флювиально-нефелюидной и ундальювиальной аккумуляцией*, прослеживаются у восточного побережья Ладожского озера и морфоструктурно соответствуют склону Волхов-Мантсинсаарской впадины. В районе впадения рек Видлица, Тулокса и Олонка поверхность этой равнины распространяется непосредственно до береговой линии. В западном направлении ее батиметрический уровень постепенно понижается до глубины около 80 м (рис. 36). Средний угол наклона поверхности составляет около $0,2^\circ$. Их формирование обусловлено близким расположением этих равнин к мелководью и относительно высокими значениями угла наклона, что в свою очередь является благоприятным фактором для формирования сезонных плотностных течений при движении термобара (см. подраздел 5.2.2). При этом важно отметить, что эти поверхности распространены на достаточно малых глубинах, там, где на других участках уже отсутствуют аккумулятивные процессы. Мощность голоценовых отложений здесь достигает 7 м. Подстилающие их ледниково-озерные образования также имеют мощность около 6-7 м. В

основании приповерхностного разреза встречаются ледниковые отложения или дочетвертичные породы.

На глубинах от 50 до 140 м наблюдаются *пологие равнины, сформированные флювиально-нефелюидной аккумуляцией*. Эти формы приурочены к восточной части Ладожского озера. Они расположены в двух крупных депрессиях. В Волхов-Мантсинсаарской впадине они приурочены к днищу последней. Севернее эти равнины локализованы во впадине, расположенной к югу от Валаамского массива. Равнина преимущественно ровная, субгоризонтальная, отдельные небольшие холмы и возвышенности обусловлены неровностями погребенного рельефа (рис. 36). Приповерхностный разрез представлен последовательностью ледниковые – ледниково-озерные – озерные отложения. Мощность последних здесь достигает 14-15 м, ледниково-озерных – около 8-9 м. Ледниковые отложения распределены неравномерно, в среднем их мощность составляет 6-7 м. Повышенная мощность голоценовых отложений также предположительно обусловлена воздействием придонных течений, для которых Волхов-Мантсинсаарская впадина является каналом выноса осадков к центру котловины.

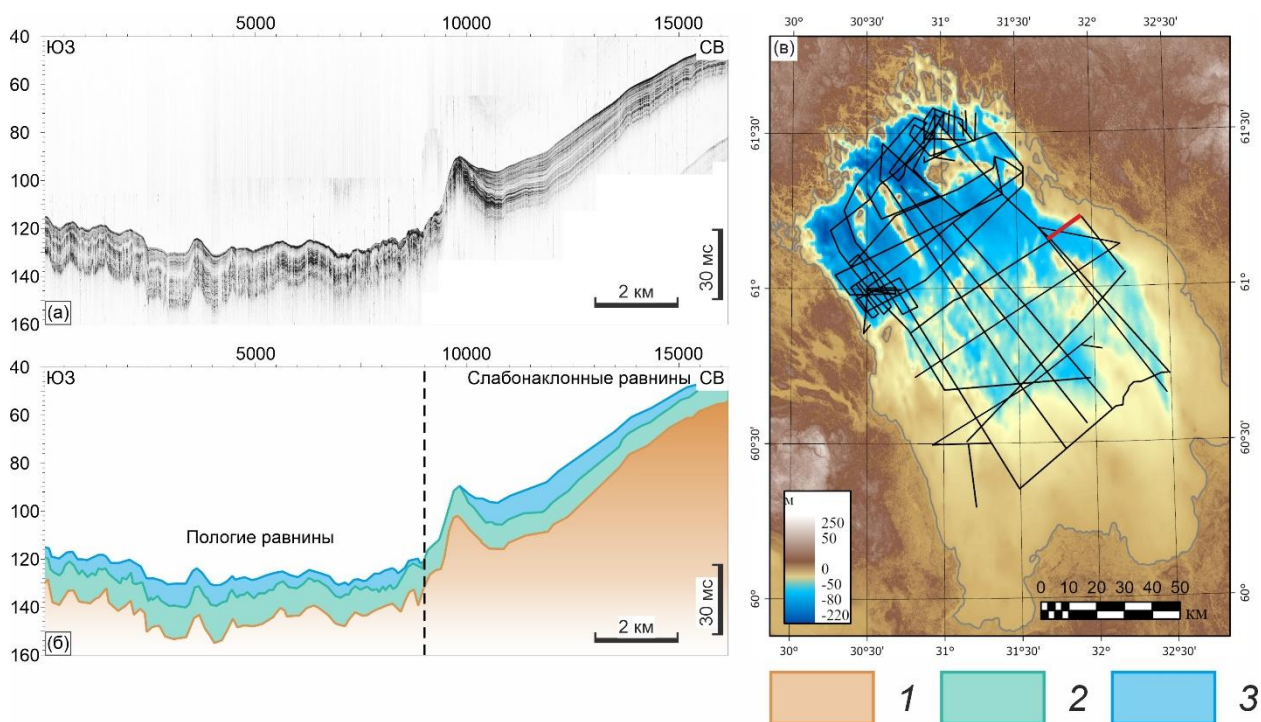


Рисунок 36. Строение приповерхностного разреза слабонаклонных равнин, сформированных флювиально-нефелюидной и ундальювиальной аккумуляцией, и пологих равнин, сформированных флювиально-нефелюидной аккумуляцией. (а) – акустический разрез профиля АПр р5_6; (б) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (д) – положение профиля на карте (выделен красным). Условные обозначения: 1 – сейсмотолща D1 (gIIIos); 2 – сейсмотолща D2 (lgIIIbl); 3 – сейсмотолща D3 (IH)

Последней ступенью аккумулятивного озерного рельефа являются *волнистые равнины, сформированные нефелоидной аккумуляцией*. Они расположены на значительных глубинах от 90 до 230 м в северной части Ладожского озера (рис. 37). Волнистая морфология поверхности обусловлена линейными неровностями погребенного рельефа, который в свою очередь является результатом избирательной денудации. Приповерхностный разрез в основном имеет трех- или четырехчленное строение. В основании разреза фиксируются образования нижнего рифея. Они перекрываются верхнелепесточными ледниково-озерными отложениями. Их мощность в этой части котловины весьма значительна и может достигать 20-25 м. Между ледниково-озерными и нижнерифейскими образованиями могут наблюдаться маломощные линзы верхнелепесточных ледниковых и более древних отложений в погребенных врезках. Замыкают разрез голоценовые озерные осадки. Их мощность здесь также значительна и составляет около 12-15 м. При этом отмечается уменьшение мощности голоценового покрова по направлению с востока на запад.

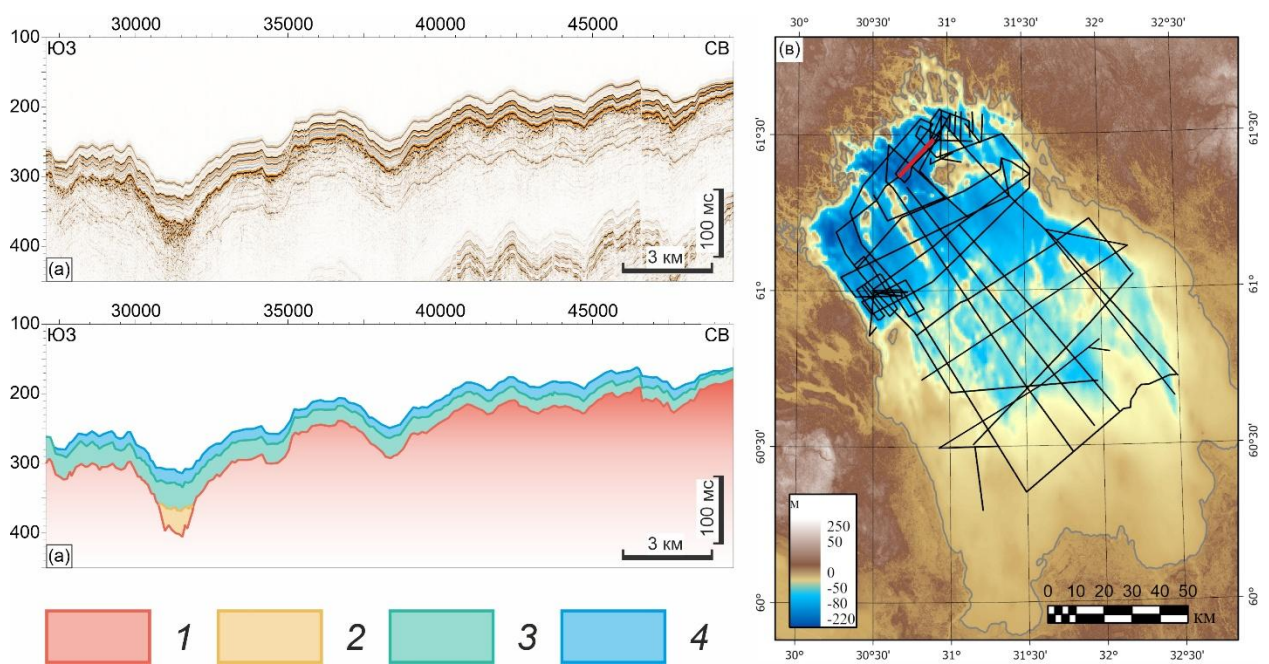


Рисунок 37. Строение приповерхностного разреза волнистых равнин, сформированных нефелоидной аккумуляцией. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р13; (б) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (д) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сейсмокомплекс С (QI-III(?)); 3 – сейсмотолща D2 (lgIIIbl); 4 – сейсмотолща D3 (IH)

На мелководье по материалам дешифрирования спутниковых снимков выделяются различные *береговые формы*. По характеру их положения относительно береговой линии они

вероятно представляют собой современные вдольбереговые косы, подводные валы и бары (ПРИЛОЖЕНИЕ С). На больших глубинах также наблюдаются аккумулятивные формы, сложенные ундальювиальными осадками (рис. 34). Вследствие их приуроченности к уступам абразионных террас, можно предполагать, что они являются реликтовыми формами, также свидетельствующими о снижении уровня.

6.2.4 Ледниковый рельеф

Ледниковый рельеф представлен только аккумулятивными формами. Они распространены в центральной части озера, где мощность ледниковых отложений наибольшая.

Грядово-западинные равнины фронтальной дегляциации, перекрытые маломощным комплексом ледниково-озерных и озерных отложений, занимают большую площадь центральной части Ладожского озера. Они находятся на 50-80 м глубины и имеют преимущественно субгоризонтальную поверхность. Они характеризуются умеренно расчлененным рельефом с перепадами высот до 40 м, в среднем – 5-15 м. Ориентировка форм преимущественно северо-западная и северная.

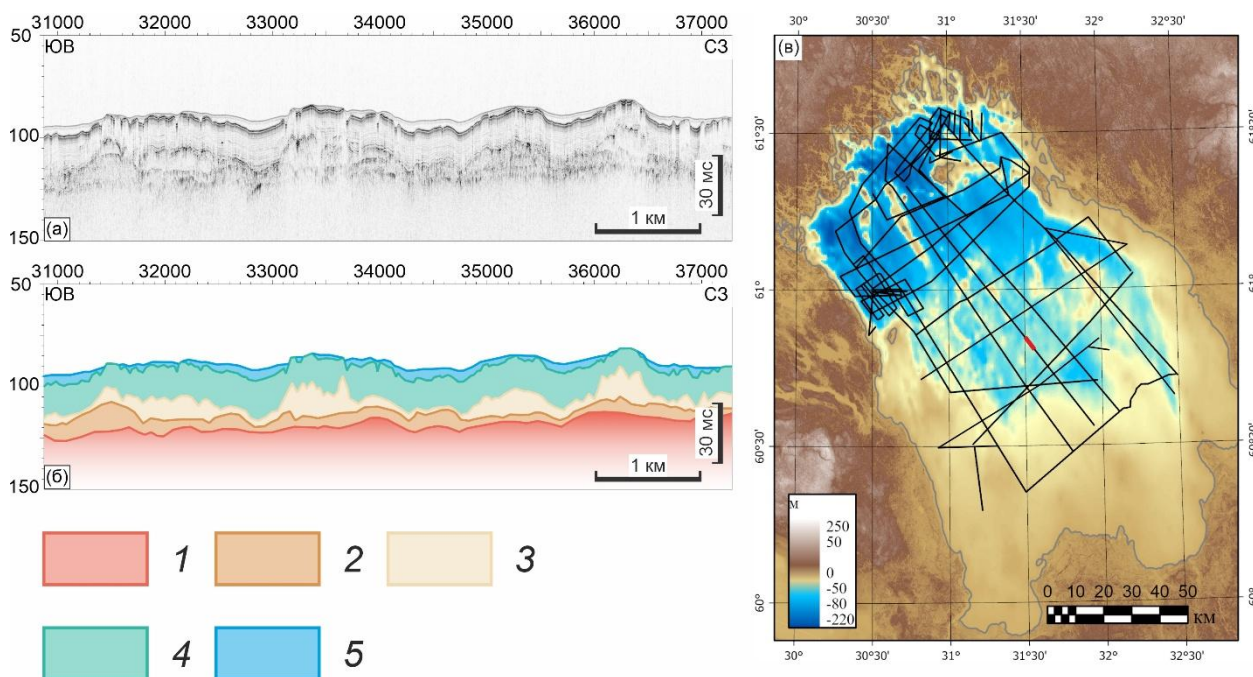


Рисунок 38. Строение приповерхностного разреза грядово-западинных равнин фронтальной дегляциации, перекрытые маломощным комплексом ледниково-озерных и озерных отложений. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СУВР RG3_2-6; (б) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (д) – положение профилей на карте (выделены красным).

Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сейсмopачка D1-1 (g_{bn}IIIos); 3 – сейсмopачка D1-2 (GIIIbφ-al); 4 – сейсмотолща D2 (lgIIIbl); 5 – сейсмотолща D3 (IH)

Приповерхностный разрез имеет довольно сложное строение (рис. 38). Поверх рифейских пород, выступающих в качестве акустического фундамента (сейсмокомплексы А и В), залегают маломощные (около 5 м) фации основных морен. Их перекрывают акустически прозрачные сейсмofации D1-2а, сопоставляемые с субаквальными краевыми ледниковыми отложениями. В понижениях они замещаются осадками прогляциальных озер или флювиогляциальными отложениями. Выше залегают ледниково-озерные образования, представленные всеми тремя пачками. Их мощность составляет около 7-8 м. Выше фрагментарно распространены озерные образования, мощность которых составляет всего около 2-3 м.

Образование этих равнин связывается с отступанием осташковского ледника во время интерстадиала беллинг-аллеред. Обильное таяние в совокупности с субаквальными условиями привело к формированию относительно мощной толщи краевых и прогляциальных отложений. Периодические эпизоды стагнации или продвижения ледникового потока обусловили грядово-западинную морфологию равнины.

К формам ледникового рельефа также отнесены *краевые ледниковые гряды*. Это линейные возвышенности высотой от 5 до 30 м (рис. 39, 40а,б). Подножия этих гряд чаще всего погребены под ледниково-озерными и озерными отложениями. Истинная высота этих гряд оценивается в пределах от 20 до 60 м. Они ориентированы параллельно предполагаемому фронту осташковского ледника, с юго-запада на северо-восток. Эти формы имеют ассиметричный поперечный профиль: юго-восточный склон значительно круче северо-западного. В плане они имеют дугообразную морфологию с обращенной на юго-восток выпуклой частью. На сейсмических разрезах, пересекающих краевые гряды отмечаются ярко выраженные отражающие границы, которые соответствуют поверхностям надвига. Также одним из признаков краевых гряд является наличие нескольких гребней. Все это свидетельствует о напорном характере формирования этих возвышенностей.

Отдельно выделяются *краевые ледниковые гряды, сложенные отложениями приледниковых конусов выноса*. Это гряды, которые частично сохранили морфологию и строение конусов выноса талых ледниковых вод (рис. 40в,г). Преобразование конусов выноса в гряды происходит под воздействием напора ледникового фронта [Dowdeswell et al., 2015; Landmesser, Johnson, Wold, 1982]. Для них также характерен ассиметричный поперечный профиль, однако в данном случае северо-западные склоны круче юго-восточных. В строении гряд наблюдается характерное латеральное замещение сейсмofаций по направлению с северо-запада на юго-восток – D1-2а–D1-2б–D1-2с. Одной из наиболее крупных форм рельефа подобного строения

является возвышенность острова Коневец, которая, вероятно сформирована в результате наложения нескольких конусов выноса друг на друга. Ее наблюдаемая высота достигает около 50 м.

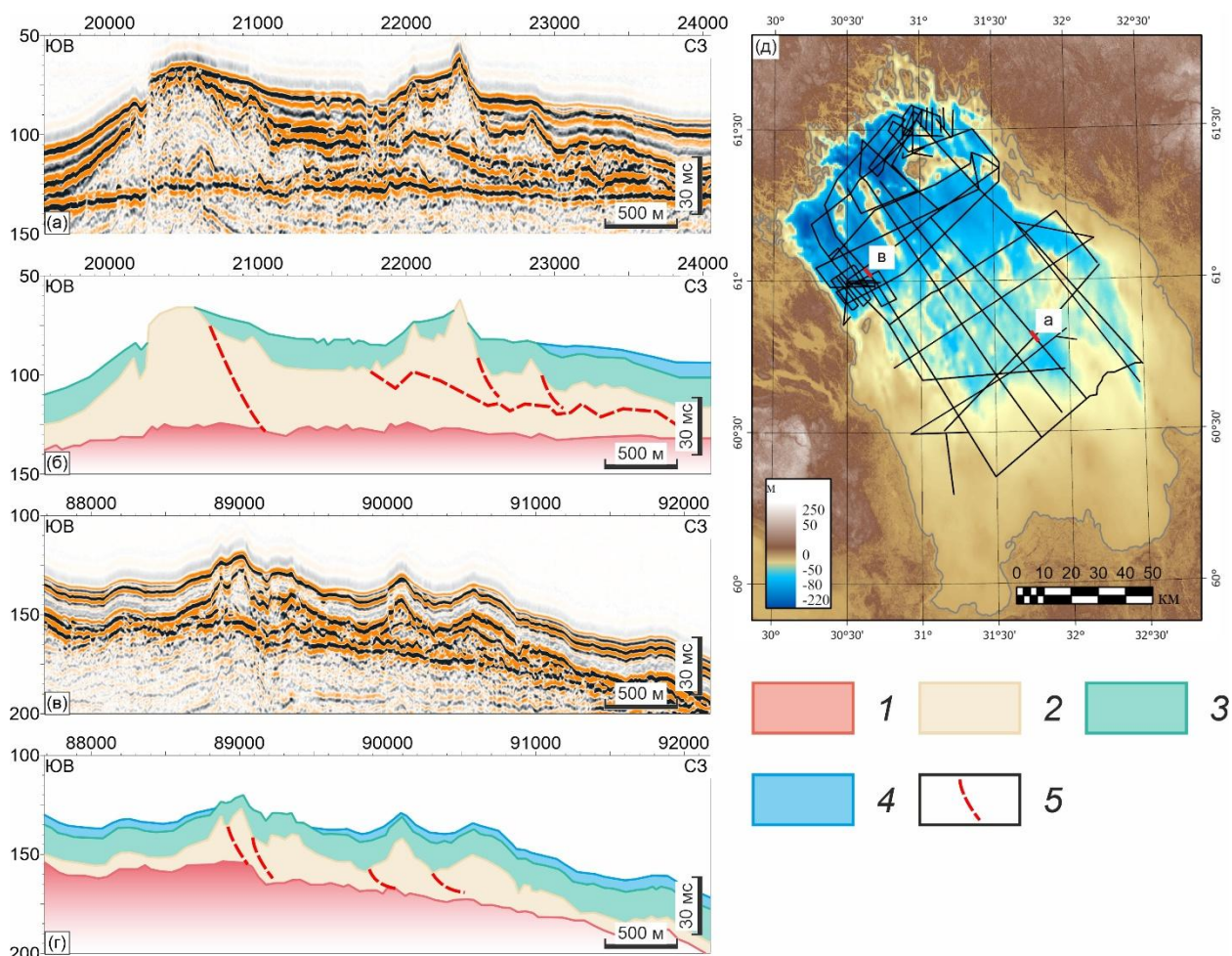


Рисунок 39. Строение приповерхностного разреза краевых ледниковых гряд сухановского (а,б) и валаамского (в,г) краевых поясов. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р07б; (б) – интерпретация разреза; (в) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР RG3_2-б; (г) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (д) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сеймопачка D1-2 (GШбφ-al); 3 – сеймотолща D2 (lgШbl); 4 – сеймотолща D3 (ИH); 5 – отражающие границы, соответствующие линиям плоскости надвигов

В котловине озера наблюдается три пояса краевых гряд, которые мы условно назовем «сухановский» (по названию Сухановской банки), «коневецкий» и «валаамский». Батиметрические данные, а также исследования ледниковых форм рельефа в Приладожье [Яковлев, 1926; Ладожское озеро..., 1978] позволяют предполагать наличие еще одного или двух

поясов в южной части озера, однако вследствие малой глубинности сейсмоакустических методов на мелководье мы не можем подтвердить это.

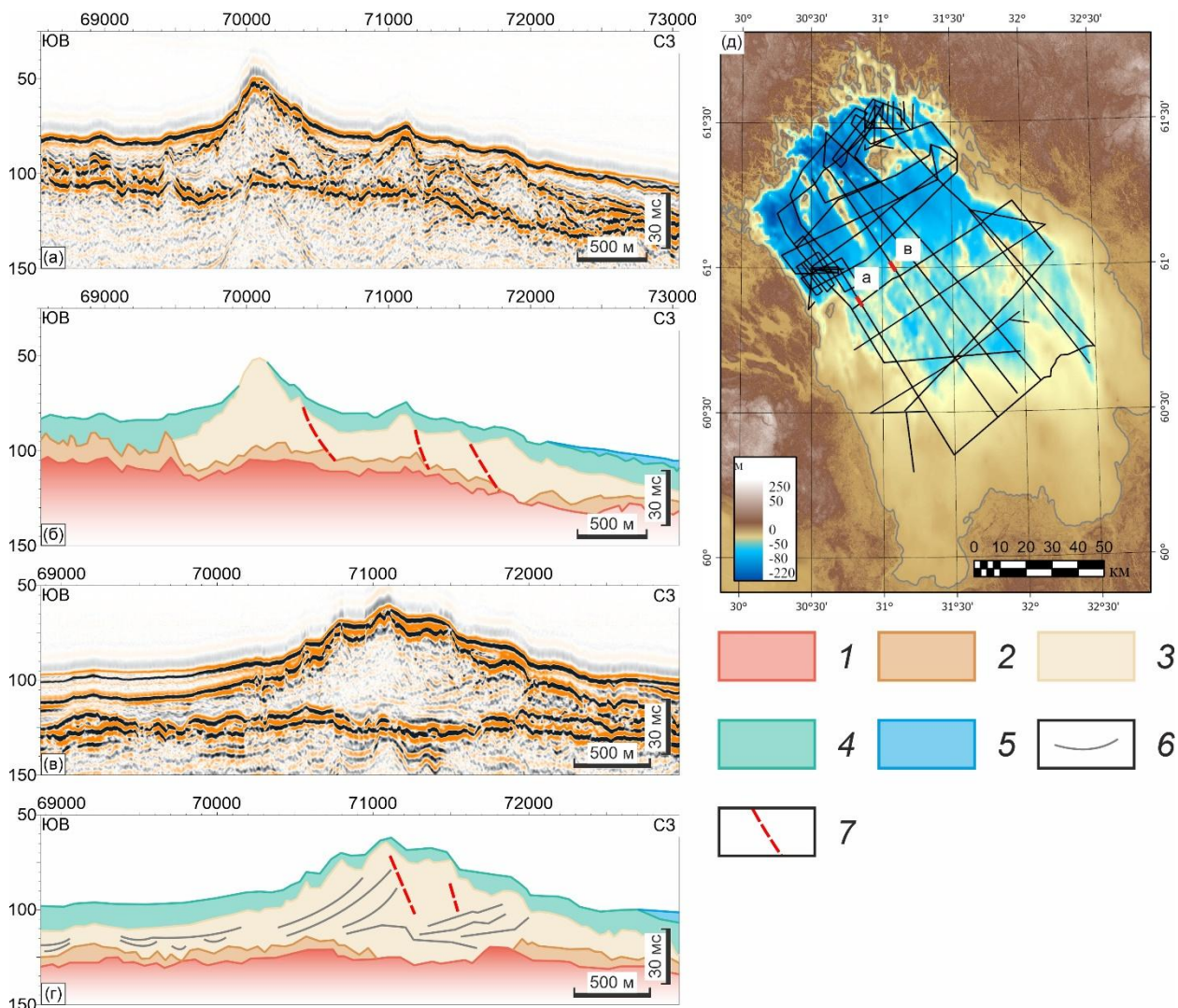


Рисунок 40. Строение приповерхностного разреза образований коневецкого краевого пояса: краевых ледниковых гряд и гряд, сложенных отложениями приледниковых конусов выноса. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р07b; (б) – интерпретация разреза краевой ледниковой гряды; (в) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р20; (г) – интерпретация разреза краевой ледниковой гряды, сложенной отложениями приледниковых конусов выноса; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (д) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сеймокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сеймопачка D1-1 (g_{bn}IIIos); 3 – сеймопачка D1-2 (GIIIbφ-al); 4 – сеймотолща D2 (lgIIIbl); 5 – сеймотолща D3 (IH); 6 – отражающие границы; 7 – отражающие границы, соответствующие линиям плоскости надвигов

Сухановский краевой пояс приурочен к южной части грядово-западных равнин фронтальной дегляциации. Здесь расположены наиболее крупные гряды высотой 50-60 м (рис. 39а,б). Коневецкий пояс наблюдается уже у северного края грядово-западных равнин. Краевые гряды этого пояса несколько меньше, чем возвышенности южного пояса, высота наиболее крупных около 50 м (рис. 40а,б). В этом поясе также встречается наибольшее количество краевых гряд, сложенных отложениями приледниковых конусов выноса (рис. 40в,г). Далее по направлению на север фиксируется валаамский пояс краевых гряд. Однако эти формы незначительно выражены в рельефе и встречаются преимущественно в западной части Ладожского озера (рис. 39в,г). Высота этих гряд достигает 20 м.

6.2.5 Флювиогляциальный рельеф

Данный генетический тип также включает в себя только аккумулятивные формы. К ним относятся приледниковые конусы выноса и озы Де Геера.

Приледниковые конусы выноса расположены преимущественно в центральной части Ладожского озера. Это положительные формы рельефа длиной до 3 км, в плане имеющие каплеобразную форму. Они ориентированы с северо-запада на юго-восток, по предполагаемому направлению отступления ледника. Относительная высота конусов достигает 20-25 м, в то время как истинная высота (включая подножия, погребенные под более молодыми отложениями) оценивается в 50-60 м. Для этих форм характерно типичное строение конусов выноса с клиноформной конвергентной волновой картиной (рис. 41). Проксимальные части конусов обладают акустически прозрачной или хаотической волновой картиной, характерной для сейсмофаций D1-2а. Это может быть объяснено укрупнением обломочного материала в направлении к источнику сноса, а также дислоцированностью отложений вследствие подвижек края ледника или частичного обрушения подпираемого ледниковым фронтом склона при отступании последнего [Boulton, 1986].

Формирование конусов выноса связано со стоком талых ледниковых вод к ледниковому фронту в фазы стагнации при относительно высокой степени таяния [Dowdeswell et al., 2015; Lønne, 1995; Lundqvist, 1979]. Подобные конусы выноса наблюдаются и в пределах краевого пояса Салпаусселькя I [Fyfe, 1990]. Аккумуляция флювиогляциальных отложений у края ледника и привела к формированию положительных форм рельефа. Поскольку эти возвышенности не образуют поясов краевых образований, а представляют собой отдельные самостоятельные формы, они были отнесены к флювиогляциальному генетическому типу.

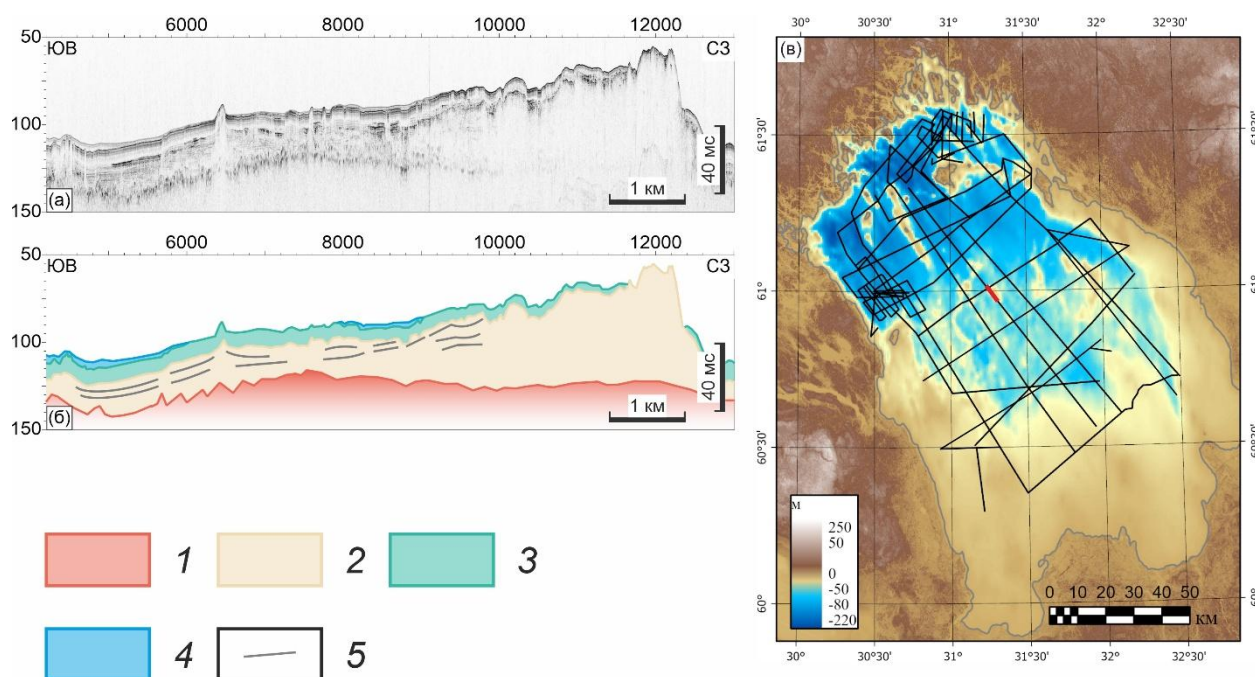


Рисунок 41. Строение приповерхностного разреза краевых ледниковых гряд. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СУВР RG3_7-12; (б) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сеймопачка D1-2 (GШbφ-al); 3 – сеймотолща D2 (lgШbl); 4 – сеймотолща D3 (H); 5 – отражающие границы

Озы Де Геера [Lundqvist, 1979] также наблюдаются в центральной части водоема. Это вытянутые гряды, длина которых варьируется от 5 до 20 км. В высоту они достигают 40 м, в ширину – 1-2 км. Аккумулятивное тело озов имеет линзовидную форму и часто занимает понижения в палеорельефе. Волновая картина ядра оза имеет хаотическую волновую картину, при пересечении оза поперек в строении наблюдаются отражающие границы, которые соответствуют поверхностям напластования озов при их миграции (рис. 42а,б). В продольном разрезе наблюдаются серии холмов, в которых фиксируются несколько циклов чередования фаций сеймопачки D1-2 (субгоризонтальные–клиноформные–хаотические) (рис. 42в,г).

Такие гряды образуют своеобразные «цепочки», которые вытягиваются по предполагаемому направлению отступления ледника, с северо-запада на юго-восток. Формирование подобных озов связано с последовательным осаждением материала в маргинальной зоне в субаквальных условиях при постепенном отступании фронта ледника. [Dowdeswell et al., 2015; Lundqvist, 1979; Warren, Ashley, 1994].

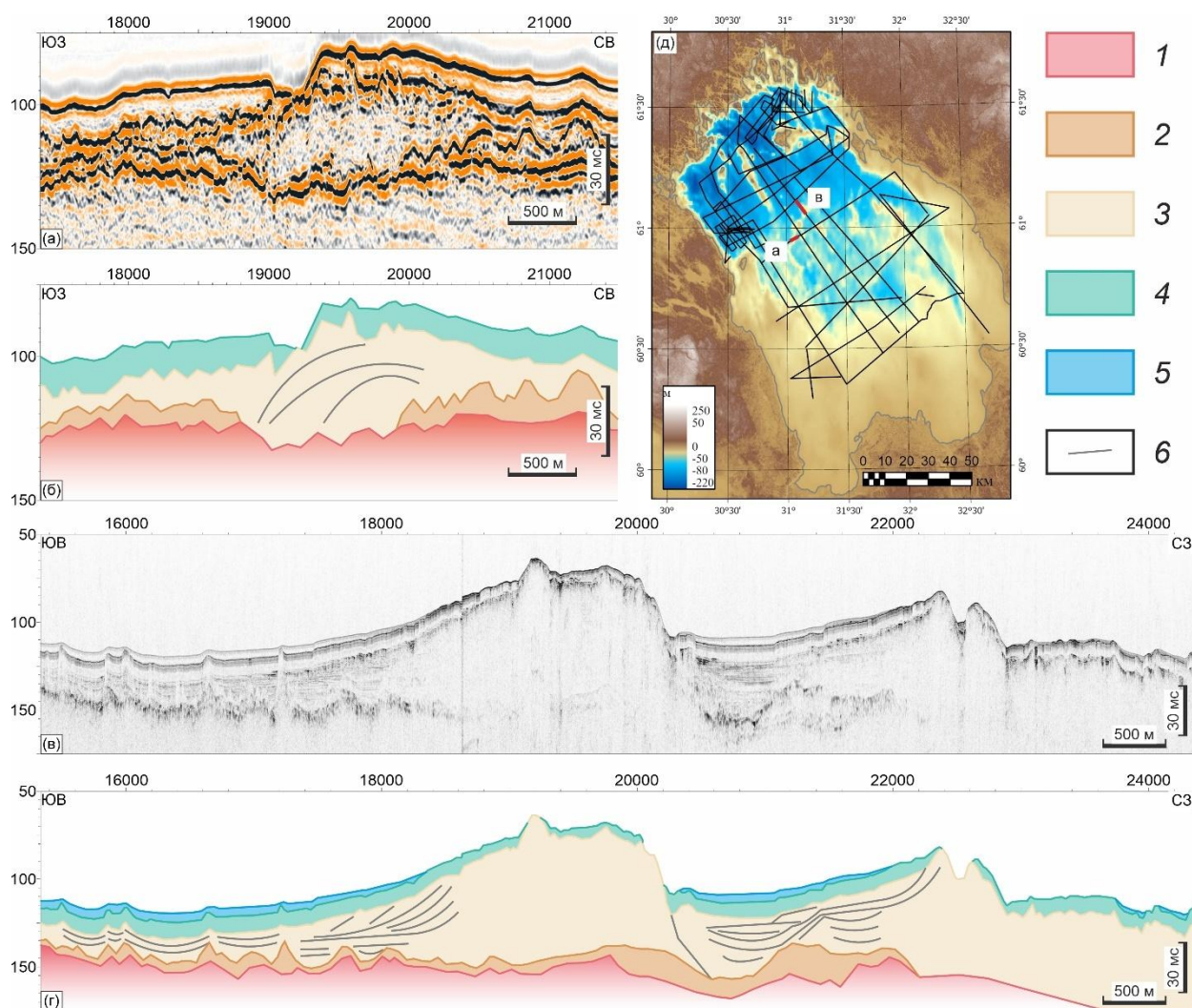


Рисунок 42. Строение приповерхностного разреза озера Де Геера. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР р15; (б) – интерпретация разреза; (в) – сейсмический разрез фрагмента профиля СУВР RG3_7-12; (г) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF₁₋₂); 2 – сеймопачка D1-1 (g_{bn}IIIos); 3 – сеймопачка D1-2 (GIIIbφ-al); 4 – сеймотолща D2 (I_gIIIbl); 5 – сеймотолща D3 (IH); 6 – отражающие границы

6.2.6 Ледниково-озерный рельеф

Ледниково-озерный рельеф представлен *слабонаклонными равнинами*. Это поверхности, расположенные в южной части Ладожского озера, на глубине от 15 до 50 м. Глубина залегания равнин постепенно увеличивается к центру озера с небольшим углом наклона около 0,09°. Четвертичный покров представлен маломощными ледниковыми отложениями, которые перекрываются ледниково-озерными образованиями. Мощность этой толщи оценивается в 15 м

(рис. 43). Поверх, в неровностях рельефа залегают маломощные голоценовые озерные отложения, мощность которых не превышает 3 м.

6.2.7 Погребенный рельеф

В отдельную внегенетическую категорию выделяются формы погребенного рельефа. К ним отнесены эрозионные долины и гравитационные шлейфы. *Погребенные эрозионные долины* имеют разнообразные морфологические и морфометрические характеристики, разных генезис и возраст. Условно их можно разделить на две группы – долины, выработанные в дочетвертичных образованиях, и долины, выработанные в верхнеоплейстоценовых отложениях. Первые встречаются по всей котловине озера. Чаще всего они имеют U-образный поперечный профиль, глубина врезания достигает 50-60 м при средней 10-20 м (рис. 44а,б). Их заполняют либо четвертичные довалдайские отложения, коррелируемые с сейсмокомплексом С, либо осташковские ледниковые отложения (сейсмотолща D1). Происхождение этих долин, как и в случае с частично заполненными долинами, дискуссионное и связывается либо с речной, либо с флювиогляциальной эрозией. Таким образом, образование этих долин условно можно отнести к доосташковскому либо осташковскому времени.

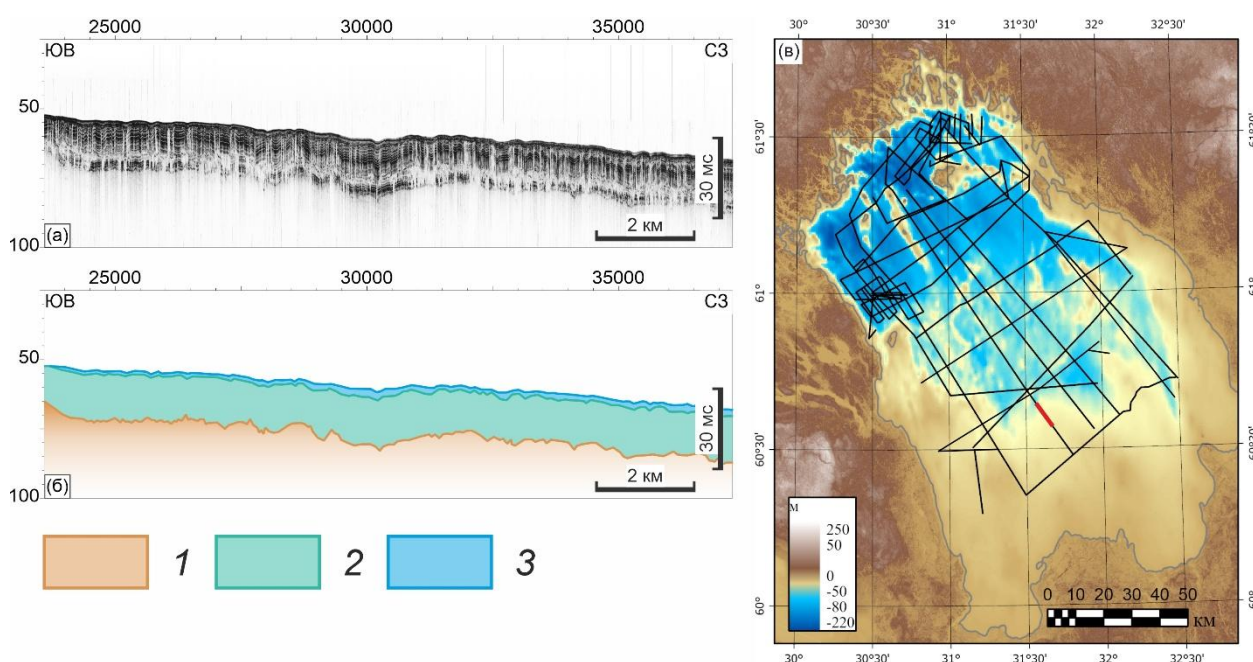


Рисунок 43. Строение приповерхностного разреза слабонаклонной равнины. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля АПр р16_17; (б) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сеймопачка D1-1 ($g_{bn}IIIos$); 2 – сейсмотолща D2 ($lgIIIbl$); 3 – сейсмотолща D3 (IH)

Долины второй группы встречены только в южной части озера. Они характеризуются малой глубиной врезания – около 10 м (рис. 44в,г). Долины имеют ящикообразный или корытообразный поперечный профиль, его ширина варьируется от 300 до 1200 м. Глубина тальвега достигает 25 м. Эти формы выработаны в ледниково-озерных отложениях верхнего неоплейстоцена. Эти врезы заполняются ундулювиальными волновыми отложениями (сейсмочка D3-4). В заполнении наблюдаются отдельные отражающие горизонты, которые сопоставляются с неоднократным врезанием. Формирование этих долин связывается с эрозионной деятельностью рек в период низкого уровня Ладожского озера в позднем неоплейстоцене или голоцене. Последующее ингрессивное заполнение происходило при поднятии уровня. Горизонты врезания свидетельствуют об осцилляторном характере подъема уровня.

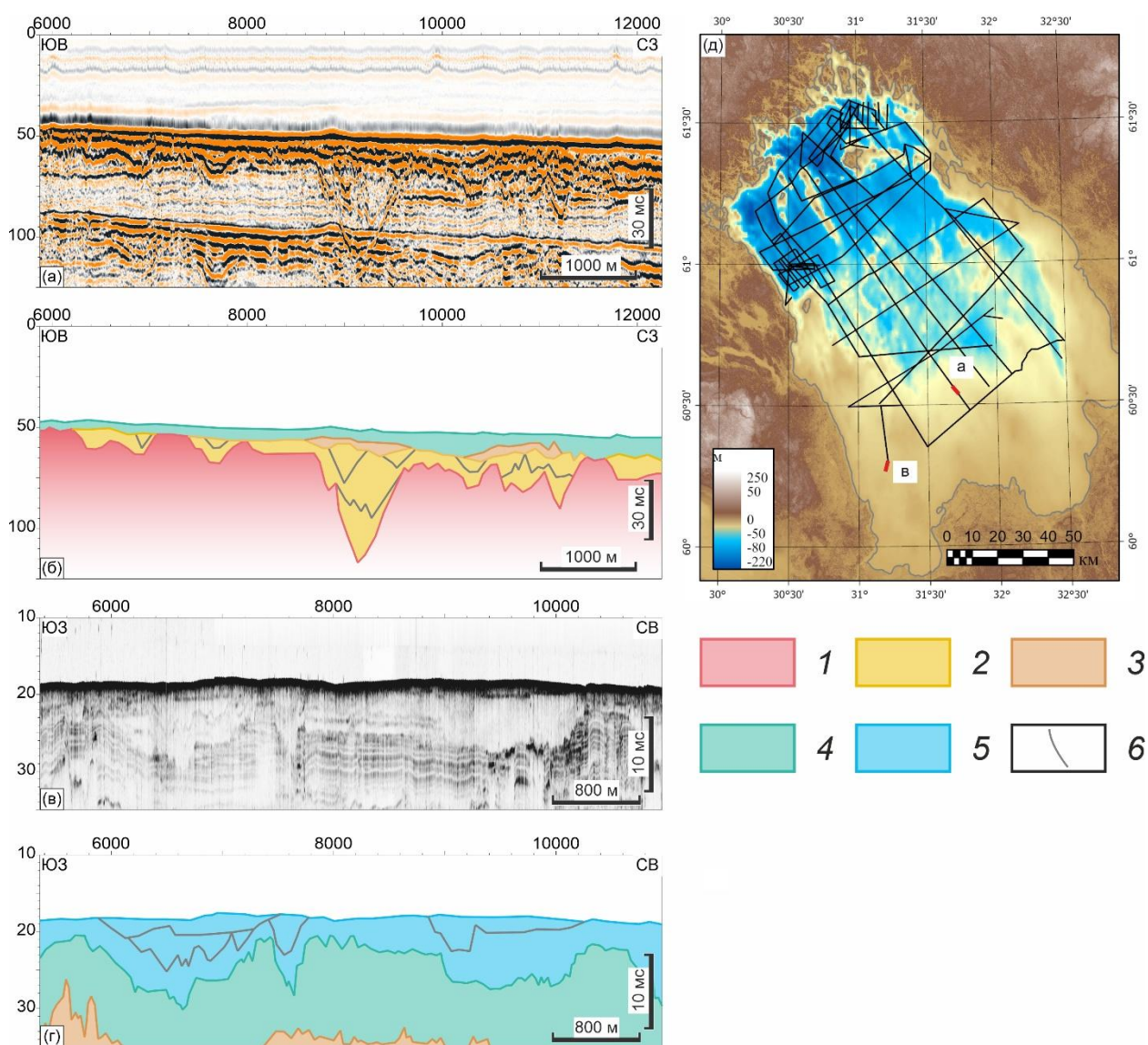


Рисунок 44. Строение приповерхностного разреза погребенных долин. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля СВР r20; (б) – интерпретация разреза; (в) – сейсмический разрез фрагмента

профиля АПр р0_2; (г) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (д) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс В (V_2); 2 – сейсмокомплекс С (Q); 3 – сеймотолща D1; 4 – сеймотолща D2 ($lg\Pi bl$); 5 – сеймопачка D3-4 (lvH); 6 – отражающие границы

Погребенные гравитационные шлейфы представляют собой аккумулятивные тела, распространенные в северной части котловины. Они приурочены к подножиям конструктивных гряд и возвышенностей. Мощность таких тел составляет 5-8 м (рис. 45).

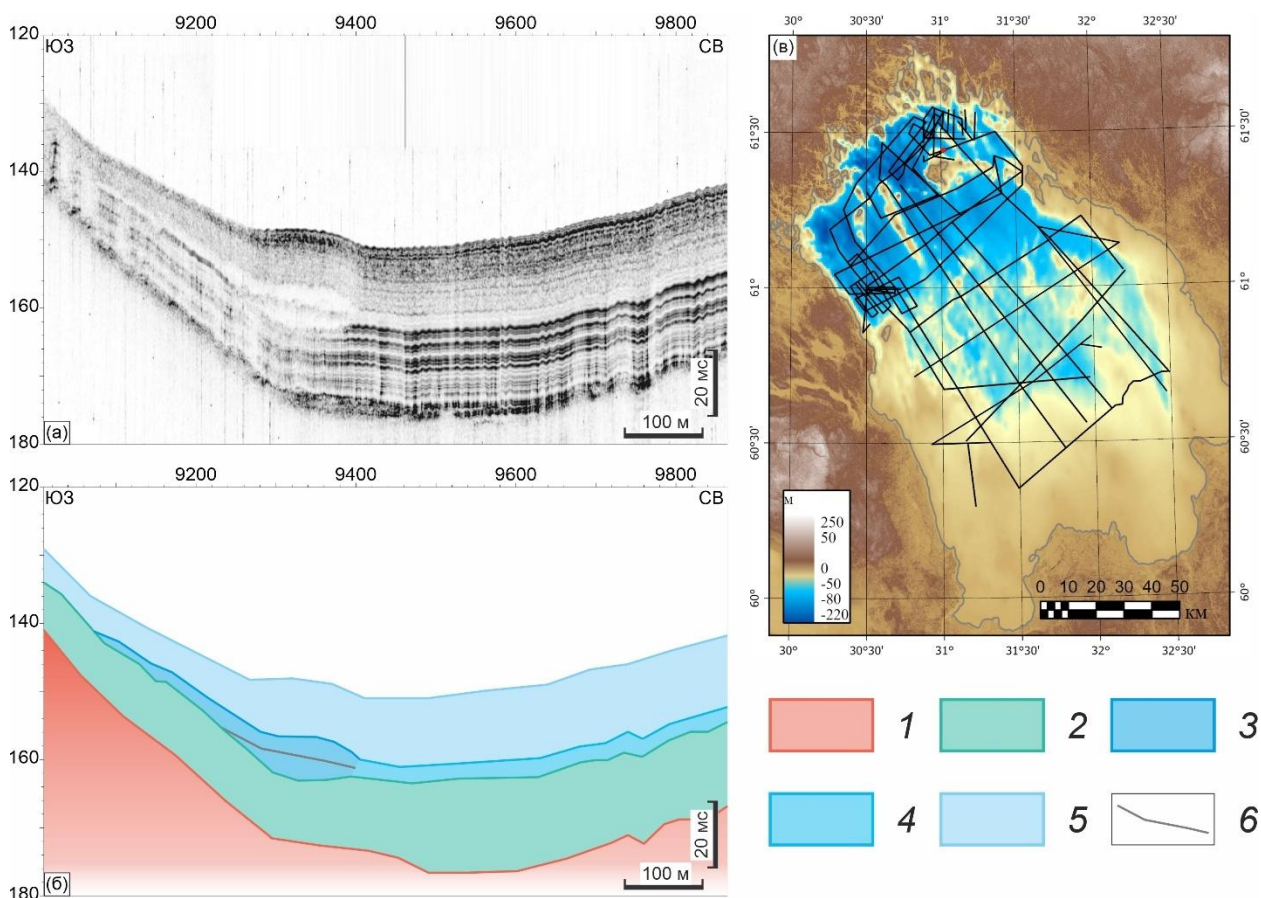


Рисунок 45. Строение приповерхностного разреза гравитационных шлейфов. (а) – сейсмический разрез фрагмента профиля АПр р33_34; (б) – интерпретация разреза; Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – сейсмокомплекс А (RF); 2 – сеймотолща D2 ($lg\Pi bl$); 3 – сеймопачка D3-1 ($ld,lt\Pi os-H^1$); 4 – сеймопачка D3-2 (H^1); 5 – сеймопачка D3-3 (H^{2-3}); 6 – отражающие границы

На сейсмическом разрезе шлейфы представлены акустически прозрачной сеймопачкой D3-1, которая сопоставляется с верхнеплейстоценовыми и нижнеголоценовыми декливиальными и турбидитными отложениями. В их строении на сейсмическом разрезе иногда прослеживаются отдельные отражающие границы, что свидетельствует о неоднократных событиях аккумуляции материала вследствие его сноса по склонам или в мутьевых потоках. В целом активизация этих событий приурочена к границе верхнего плейстоцена и голоцена, о чем свидетельствует стратиграфическое положение.

Таким образом, в этой главе был рассмотрен современный и погребенный рельеф котловины Ладожского озера. Его формирование связывается преимущественно с экзогенными процессами, существовавшими в поздне- и послеледниковую эпоху. Во время осташковского оледенения позднего плейстоцена возник ледниковый и флювиогляциальный рельеф, преимущественно распространенный в центральной части котловины. После его деградации доминировали процессы озерно-ледниковой аккумуляции, которые предопределили облик южной части озера. В голоцене развивались формы озерного и флювиального генетических типов. Эта глава соответствует защищаемому положению № 2.

ГЛАВА 7. ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Когда во второй половине XX века начались масштабные комплексные исследования Ладожского озера, одновременно возник вопрос о возникновении его котловины. О формировании ее современного облика в результате блоковых неотектонических движений писал еще А.Д. Лукашов [Ладожское озеро..., 1978]. В пределах котловины озера он выделял Ладожскую морфоструктуру, наследующую позднепротерозойский грабен, которую определял как систему блоков с контрастными дифференцированными движениями с общей тенденцией к погружению. Однако, такой вывод был сделан по довольно ограниченным материалам батиметрии и геологического опробования, имевшимся в то время. Точка зрения о неотектоническом формировании озера была в дальнейшем поддержана и Е.Е. Мусатовым [1995], который считал геоморфологическое строение котловины морфоструктурно предопределенным. В.М. Анохин по результатам анализа данных батиметрии и фотовидеосъемки выделяет линейные морфоструктурные элементы (линеаменты), связываемые с современными дизъюнктивными нарушениями [Анохин, Дудакова, 2024; Анохин и др., 2016].

В 80-90-е годы массив данных о Ладожском озере пополнился материалами геолого-геофизических исследований ВСЕГЕИ. Впервые были получены данные сейсмоакустического профилирования, позволившие получить детальные представления о геологическом строении котловины водоема. На основе интерпретации полученных материалов А.В. Амантов предположил, что котловина Ладожского озера имеет денудационный характер [Амантов, Спиридонов, 1989]. Верхнечетвертичные отложения с угловым несогласием перекрывают (с севера на юг) архейские и протерозойские кристаллические, нижнерифейские метаосадочные и венд-кембрийские осадочные породы. Возвышенности центральной части озера имеют аккумулятивное происхождение, в то время как в северной они представляют собой либо денудационные останцы доосташковских образований, либо возвышенности, сложенные устойчивыми интрузивными породами среднего рифея [Амантов, 2014]. Роль тектонических движений автор сводил лишь к гляциоизостатическому перекоосу котловины [Амантов, Амантова, 2014].

Таким образом, вопрос о характере неотектонических движений в пределах котловины Ладожского озера остается открытым. Методическая проблема дешифрирования признаков неотектонических нарушений на Ладожском озере заключается (1) в сокращенном геологическом разрезе котловины озера, (2) в ограниченности методов сейсмоакустического профилирования и (3) в особенностях формирования волнового поля акустического сигнала. Наиболее часто встречаемыми признаками тектонических деформаций на сейсмоакустическом разрезе являются смещения, разрывы осей синфазности, зоны потери корреляции в пределах

одного горизонта [Бондарев, Крылатков, 2001; Шмарева, 2012]. Если подобные явления фиксируются непрерывно в пределах нескольких сеймостратиграфических подразделений вплоть до самого верхнего, то можно предполагать их связь с современными тектоническими нарушениями. В сеймостратиграфической схеме котловины Ладожского озера выделяются три сейсмокомплекса сплошного распространения: СК А (нижний и средний рифей), СК В (верхний венд) и СК D (верхнеоуплейстоцен-голоценовый). Полную последовательность этих подразделений можно встретить на небольшом участке в южной части озера, где СК В несогласно перекрывает СК А. К югу от этой зоны комплекс А не прослеживается (в связи с малой глубиной сейсмоакустического профилирования), и разрез представлен только двумя вышележащими подразделениями. Поскольку СК В постепенно выклинивается с юга на север, то в северной части площадное распространение имеют только СК А и СК D. Учитывая, что четвертичный покров относительно маломощен и имеет облекающий характер залегания, то деформации осей синфазности в комплексе, коррелируемом с ним, связаны по большей части с сингенетическим заполнением неровностей кровли нижележащих пород. Таким образом, уверенно разрывные нарушения выделяются только в дочетвертичных породах, но говорить об их формировании в результате современной тектонической активности затруднительно.

Кроме того, сейсмоакустические исследования Ладожского озера проводились в высокочастотных модификациях, в интервалах от 100 Гц до 10 кГц, что предопределяет малую глубину исследования. Вследствие этого при интерпретации сейсмокомплекса А, коррелируемого с плотными рифейскими породами, можно наблюдать только волновую картину прикровельной части подразделения. Следовательно, при наблюдении признаков тектонических деформаций в четвертичном комплексе D, в СК А их невозможно проследить ниже первых осей синфазности. Неровный характер кровли этого подразделения может трактоваться как результат тектонического смещения, так и как результат избирательной денудации.

Последний аспект, затрудняющий выделение дизъюнктивных нарушений, заключается в особенностях формирования волновой картины. Как известно, сейсмоакустический разрез представляет собой псевдогеологический разрез, где по вертикальной оси отсчитывается не глубина, а двойное время пробега акустического сигнала. Поэтому определение мощностей подразделений, глубин залегания границ различных геологических сред сопряжено с рядом методических особенностей. Одной из этих особенностей является искажение акустических границ при переходе сигнала между толщами с разной скоростью распространения упругих колебаний. На сейсмоакустическом разрезе в областях расчлененного рельефа это отображается как согласное с поверхностью дна погружение или поднятие отражающих горизонтов [Амантов, 1991], что может привести к ошибочной интерпретации наблюдаемого явления как результата складчатой деформации (рис. 46а).

Обобщая выше сказанное, традиционными методами геологической интерпретации сейсмоакустических данных однозначно определить тектонический режим котловины Ладожского озера весьма затруднительно. Действительно, котловина имеет денудационную природу. Ее западный и, вероятно, восточный склоны сложены четвертичными породами, что подтверждается результатами геологического бурения [Краснов, Рейнеке, 1935; Усикова, Малаховский, Гарбар, 1970]. На сейсмоакустических разрезах отчетливо фиксируется останцовая природа возвышенностей северной части озера. Наиболее убедительные признаки современных тектонических нарушений приурочены к северо-восточной части озера, где фиксируется ряд ступенчатых сбросов с увеличивающейся амплитудой смещения с запада на восток. Здесь можно наблюдать стандартные признаки дизъюнктивных дислокаций, выражающиеся в смещении осей синфазности как внутри рифейского, так и внутри четвертичного комплексов (рис. 46б).

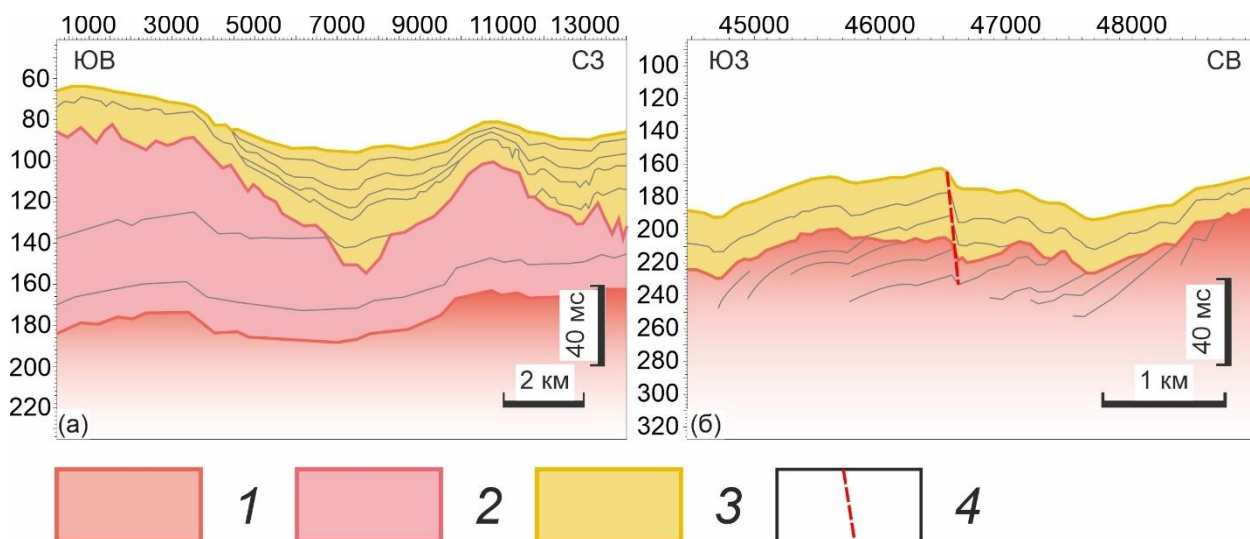


Рисунок 46. примеры интерпретации сейсмоакустических разрезов Ладожского озера. (а) – псевдопогружение отражающих горизонтов комплексов А и В вследствие увеличения мощности комплекса D; (б) – малоамплитудный сброс северо-восточного Приладожья. Условные обозначения: 1 – СК А, 2 – СК В, 3 – СК D, 4 – разрывное нарушение.

Для определения тектонического режима в других частях котловины можно прибегнуть к приемам геологической интерпретации методом секвентной стратиграфии. Этот комплекс методов широко применяется в окраинных морях для изучения колебаний уровня Мирового океана и основан на определении морфологии отражающих горизонтов (границ несогласия) и взаимоотношений заключенных между ними секвенций [Zecchin, Catuneanu, 2013; Sequence Stratigraphy, 1996]. Голоценовые озерные отложения Ладожского озера представляют собой неполную секвенцию, состоящую из тракта низкого уровня и трансгрессивного тракта. С трактом

низкого уровня соотносится сеймопачка D3-2 (рис. 47а,б). Его нижняя граница является поверхностью корреляционного несогласия. Распространение тракта ограничивается 50-метровой изобатой. Поверх залегает трансгрессивный тракт (сеймопачка D3-3). Нижняя граница меняется с увеличением глубины – до 50 м она характеризуется эрозионным несогласием, ниже меняется на контакт подошвенного прилегания. Верхний предел залегания трансгрессивного тракта определяется денудационным базисом Ладожского озера, выше которого не происходит седиментация озерных нефелоидных отложений – 40 м.

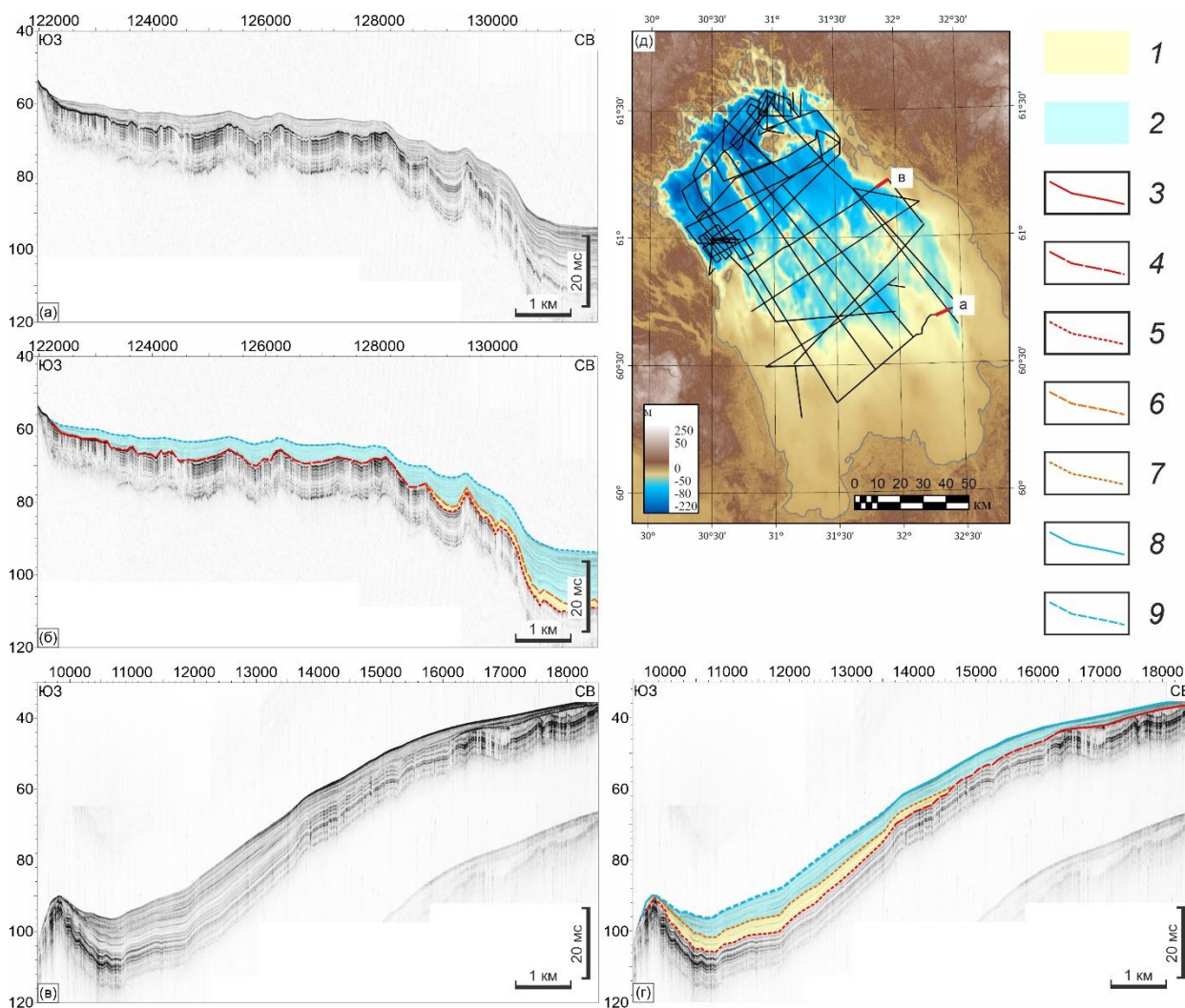


Рисунок 47. Строение голоценовой секвенции в южной и восточной частях Ладожского озера. (а) – фрагмент профиля АПр aag1_1; (б) – интерпретация разреза по принципу секвентной стратиграфии; (в) – фрагмент профиля АПр p5_6; (г) – интерпретация разреза по принципу секвентной стратиграфии. Горизонтальная шкала – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега сейсмического сигнала (мс). (в) – положение профилей на карте (выделены красным). Условные обозначения: 1 – тракт низкого уровня; 2 – трансгрессивный тракт; 3 – нижняя секвенции с эрозионным несогласием; 4 – нижняя граница с подошвенным прилеганием; 5 – нижняя граница с корреляционным несогласием; 6 –

трансгрессивная поверхность с подошвенным прилеганием; 7 – трансгрессивная поверхность с корреляционным несогласием; 8 – верхняя граница эрозионного типа; 9 – верхняя граница неэрозионного типа

Такое строение голоценовой секвенции характерно не для всей котловины. На участке вдоль восточного берега озера, от островов Салонена до острова Лункулансаари голоценовая секвенция распространена до меньших глубин (рис. 47в,г). Тракт низкого уровня наблюдается от 45 м, в то время как трансгрессивный тракт – до 27 м. Аномально высокое положение подтверждается и донным пробоотбором, вещественный состав приповерхностного осадка этого участка представлен крупными алевритами и мелкозернистыми песками, в то время как поверхность большей части прибрежных равнин озера имеет абразионный характер и покрыта средне- и крупнозернистыми песками, скоплениями гравийно-галечных осадков и развалами валунов [Семенович, 1966]. Переход от несогласия подошвенного прилегания к эрозионному несогласию на нижней границе секвенции наблюдается на глубине 30 м. Интересно, что верхняя граница секвенции также приобретает характер эрозионного несогласия на глубинах выше 40 м, что совпадает с денудационным базисом в других частях озера.

Таким образом, приведенный пример свидетельствует о современном поднятии этого участка котловины озера. Положение трактов голоценовой секвенции здесь находится выше относительно других участков бассейна. К тому же наличие эрозионного несогласия на верхней границе секвенции свидетельствует о том, что голоценовые озерные отложения подвергаются размыву, следовательно их формирование происходило на больших глубинах. Амплитуда голоценового поднятия определяется в 10 м. Эта оценка основана на разнице между современным денудационным базисом озера (40 м) и нижним пределом эрозионного несогласия на нижней границе секвенции. Таким образом, скорость современного поднятия оценивается в 0,85 мм/год. Это подтверждается и другими косвенными методами. Береговые линии восточного побережья озера находятся на относительно высоких абсолютных отметках [Кошечкин, Экман, 1993]. Данные повторного нивелирования по государственной геодезической сети показывают поднятие со скоростью около 1 мм/год восточного Приладожья на участке от островов Салонена до полуострова Уксалонпя [Энман, 2006]. Судя по всему, по направлению на север амплитуда поднятия увеличивается, что и приводит появлению взбросо-сбросовых нарушений в северо-восточной части котловины.

Суммируя выше сказанное, неотектонические движения опосредованно влияют на геоморфологию котловины. Наиболее ярко они проявляются в восточной и северо-восточной частях озера, где фиксируются относительно поднятые участки. Таким образом, эта глава соответствует защищаемому положению № 3.

ГЛАВА 8. ЭТАПЫ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА

На основе сейсмофациальной интерпретации верхней части осадочного чехла, а также геоморфологического анализа сейсмоакустических и батиметрических данных в поздне-последледниковое время можно выделить четыре этапа морфолитогенеза котловины Ладожского озера: субгляциальный, маргинально-прогляциальный, перигляциальный и лимнический. Каждому из этих этапов соответствуют специфические отложения и формы рельефа. Принципиальная схема развития этих процессов представлена на рис. 48.

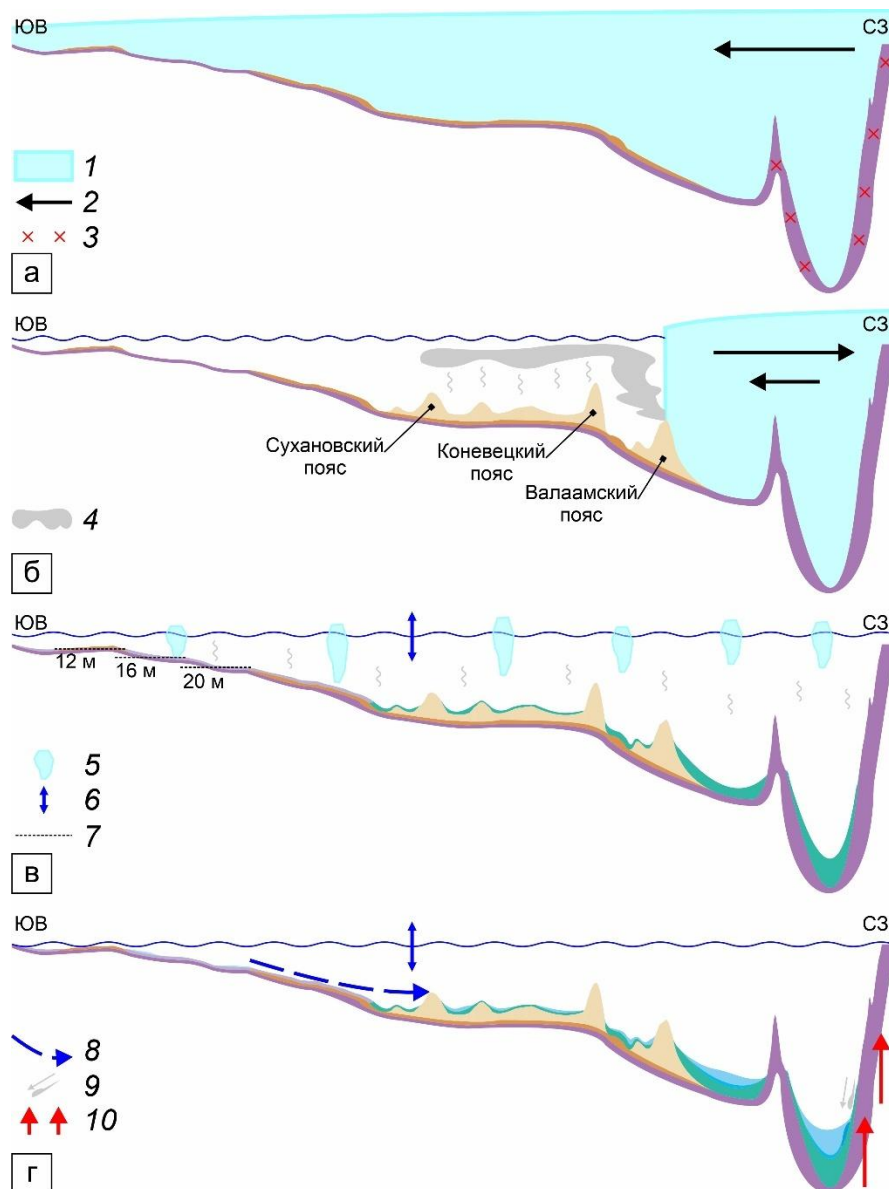


Рисунок 48. Схема морфолитогенетических процессов на различных этапах развития Ладожского озера; а – субгляциальный этап; б – маргинально-прогляциальный этап; в – перигляциальный этап; г – лимнический этап. Условные обозначения: 1 – ледниковый покров; 2 – направление наступления/отступления ледникового покрова; 3 – экзарация; 4 – вынос ледникового материала

в приледниковый бассейн; 5 – айсберги; 6 – вековые колебания уровня; 7 – реликтовые береговые линии; 8 – придонные течения; 9 – гравитационное перемещение материала; 10 – неотектоническое поднятие земной коры

8.1 Субгляциальный этап

Начало субгляциального этапа связано с перекрытием котловины Ладожского озера Скандинавским ледниковым щитом последнего осташковского (поздневалдайского) оледенения. Возраст этого события можно оценить по известным радиоуглеродным датировкам подморенных и внутриморенных органических остатков. Ближайшие известные находки костей мамонта в ледниковых отложениях юго-восточной Финляндии датированы возрастом 26720 ± 335 кал. л.н. (22420 ± 315 ^{14}C л.н., Hela-281) и 27575 ± 335 кал. л.н. (23340 ± 350 ^{14}C л.н., Hela-282) [Ukkonen et al., 1999]. В Вологодской области, в обнажении на реке Пучке датировки подморенного торфа оказались равны 25755 ± 160 кал. л.н. (21410 ± 150 ^{14}C л.н., ЛУ-18В) и 26135 ± 130 кал. л.н. (21880 ± 110 ^{14}C л.н., ЛУ-18А) [Арсланов, 1975; Вигдорчик и др., 1970]. Конечно, можно предположить, что ледниковый покров продвинулся от Финляндии до Вологодской области за 1000-2000 лет, однако тогда скорость движения оказалась бы равной примерно 290-580 м/год (расстояние между находками составляет около 580 км), что не представляется реалистичным. Тем не менее, по этим материалам можно сделать вывод о том, что котловина озера была перекрыта ледниковым покровом около 27-25 тыс. кал. л.н.

Окончание этого этапа приходится на время начала дегляциации котловины. Возраст максимального распространения осташковского ледникового покрова (бологовского стадиала) в его ладожском секторе определяется по ^{10}Be датировкам валунов на Валдайской возвышенности – $20,1 \pm 0,4$ тыс. кал. л.н. [Rinterknecht et al., 2018]. После этого происходило отступление ледникового покрова. Освобождение котловины Ладожского озера от ледникового покрова началось после завершения лужского стадиала. Возраст начала дегляциации Ладожского озера на сегодняшний день также является дискуссионным. М. Саарнисто и Т. Сааринен предполагали, что освобождение котловины Ладожского озера происходило синхронно с Онежским озером и началось 14,2 тыс. кал. л.н. [Saarnisto, Saarinen, 2001], хотя некоторые авторы предполагают еще более раннее начало дегляциации Онежского озера [Hang et al., 2019]. Р. Громиг с соавторами предполагают более ранний возраст этого события – от 15,9 до 14,5 тыс. кал. л.н. [Gromig et al., 2019]. Более подробно о времени дегляциации см. в следующем разделе. Сопоставляя эти даты с климатостратиграфической шкалой начало дегляциации можно примерно определить началом интерстадиала Беллинг-Аллеред (интерстадиала GI-1) [Rasmussen et al., 2014].

В период субгляциального этапа основные процессы морфолитогенеза сводятся к ледниковой аккумуляции и экзарации. Аккумулятивная составляющая заключается в формировании основной морены $g_{bn}Шюс$ (сеймопачка D1-1). Экзарационная деятельность наиболее ярко проявляется в северной части озера, где наблюдается конструктивный рельеф, и выражается в обработке уже частичного отпрепарированного во время предыдущих оледенений грядово-ложбинного рельефа.

8.2. Маргинально-прогляциальный этап

Прежде чем перейти к описанию следующего этапа морфолитогенеза Ладожского озера, необходимо остановиться на вопросе о так называемых «невской морене» и «невской стадии». Невская морена или «третья морена Ленинграда» была описана С.А. Яковлевым в работе «Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей», состоящей из двух частей [1925; 1926]. Им была составлена стратиграфическая схема четвертичных отложений окрестностей Санкт-Петербурга, где было выделено три подразделения: «отложения ледникового времени», «отложения позднеледникового времени» и «отложения послеледникового времени». В первых двух подразделениях им были описаны три ледниковых слоя – «нижняя морена» (московские образования), «средняя морена» (лужские образования) и «верхняя морена и синхроничные с ней гляциальные слои» (невские образования), а также три межледниковых – «нижние межморенные слои» (московские и микулинские отложения), «верхние межморенные слои» и «надморенные слои» (ленточные глины осташковских приледниковых водоемов). К отличительным чертам верхней морены относительно средней автор относил более крупнозернистый гранулометрический состав (большее содержание псаммитовых фракций), наличие в ней выветрелых и более окатанных валунов, пористость и малая мощность, а также прерывистое, островное распространение ее выходов. Вместе с верхней мореной в этот слой С.А. Яковлевым были отнесены генетически связанные «гляциальные пески» (отложения камов и озов) и покровные валунные супеси (отложения айсбергового разноса). Происхождение этой морены было связано с осаждением ледникового материала в приледниковый водоем при отступании ледникового края.

Стратиграфические представления Яковлева в дальнейшем были подвергнуты критике К.К. Марковым [Марков, 1931; Markov, Krasnov, 1930]. Им было отмечено, что гранулометрический состав второй морены более неоднороден, чем представлял С.А. Яковлев, и не может быть отличительным критерием для разделения моренных слоев. Также ленточные глины, которые Яковлевым были отнесены к верхним межморенным слоям, Марков определял как отложения, возникшее после первого оледенения, следовательно перекрывающие их

ледниковые слои были классифицированы как вторая морена. Таким образом, автор выделял в пределах исследованного региона только два горизонта морен – московский и осташковский по современной стратиграфической схеме.

После этого была опубликована работа Б.Ф. Землякова, также посвященная проблеме третьей морены [1933]. Автор практически повторял предложенные С.А. Яковлевым выводы о существовании верхней морены, перекрывающей межморенные ленточные глины, оспаривая доводы К.К. Маркова. Свою аргументацию он подтверждал новым фактическим материалом, полученным при геологических изысканиях на юго-западном побережье Ладожского озера. В этой публикации исследователь впервые очертил границы распространения третьей морены, проводя ее вдоль северного склона Ордовикского плато к югу от Финского залива, затем огибая Центральную возвышенность Карельского перешейка и пересекая южную прибрежную часть акватории Ладожского озера (рис. 49).

В послевоенные года проблема третьей или невской морены продолжала обсуждаться в научной среде. А.А. Алейников [1960] обосновывал существование невской стадии, хронологически расположенной между лужской и финской стадиями. Им были описаны два горизонта морен на Ордовикском (Ижорском) плато, разделяемые межстадиальными слоями, а также погребенные торфяники, также отнесенные к межстадиальным образованиям. Граница невской стадии им проводится вдоль северного края Ордовикского плато (рис. 49). М.Е. Вигдорчик в соавторстве с Д.Б. Малаховским и Э.Ю. Самметом [1962] оспаривают выводы А.А. Алейникова, предполагая, что морены, принятые за невские, являются результатом небольших осцилляторных подвижек. При этом граница лужской стадии проводится ими сильно севернее, чем в работе Алейникова, частично повторяя контуры границы невской стадии, обозначенной последним. В последующем, в коллективной монографии под редакцией Д.Б. Малаховского и К.К. Маркова [Геоморфология и четвертичные..., 1969] морена невской стадии все же выделяется, а ее граница проводится по геоморфологическим признакам вдоль южного побережья Ладожского озера. Е.С. Малясова, Т.В. Усикова и Г.И. Клейменова [1965] также поддерживают точку зрения о существовании невской стадии, подтверждая свои выводы спорово-пыльцевыми данными, полученные по результатам бурения камовых возвышенностей Приневской низменности. Они выделяют отложения охтинского межстадиала, расположенного между моренами лужской и невской стадий. При этом авторы оспаривают камовое происхождение самих возвышенностей, предполагая, что они являются абразионными останцами. В восточном Приладожье Г.С. Бискэ с соавторами [Ладожское озеро..., 1978] описывают краевые флювиогляциальные образования, которые также относят к невской стадии.

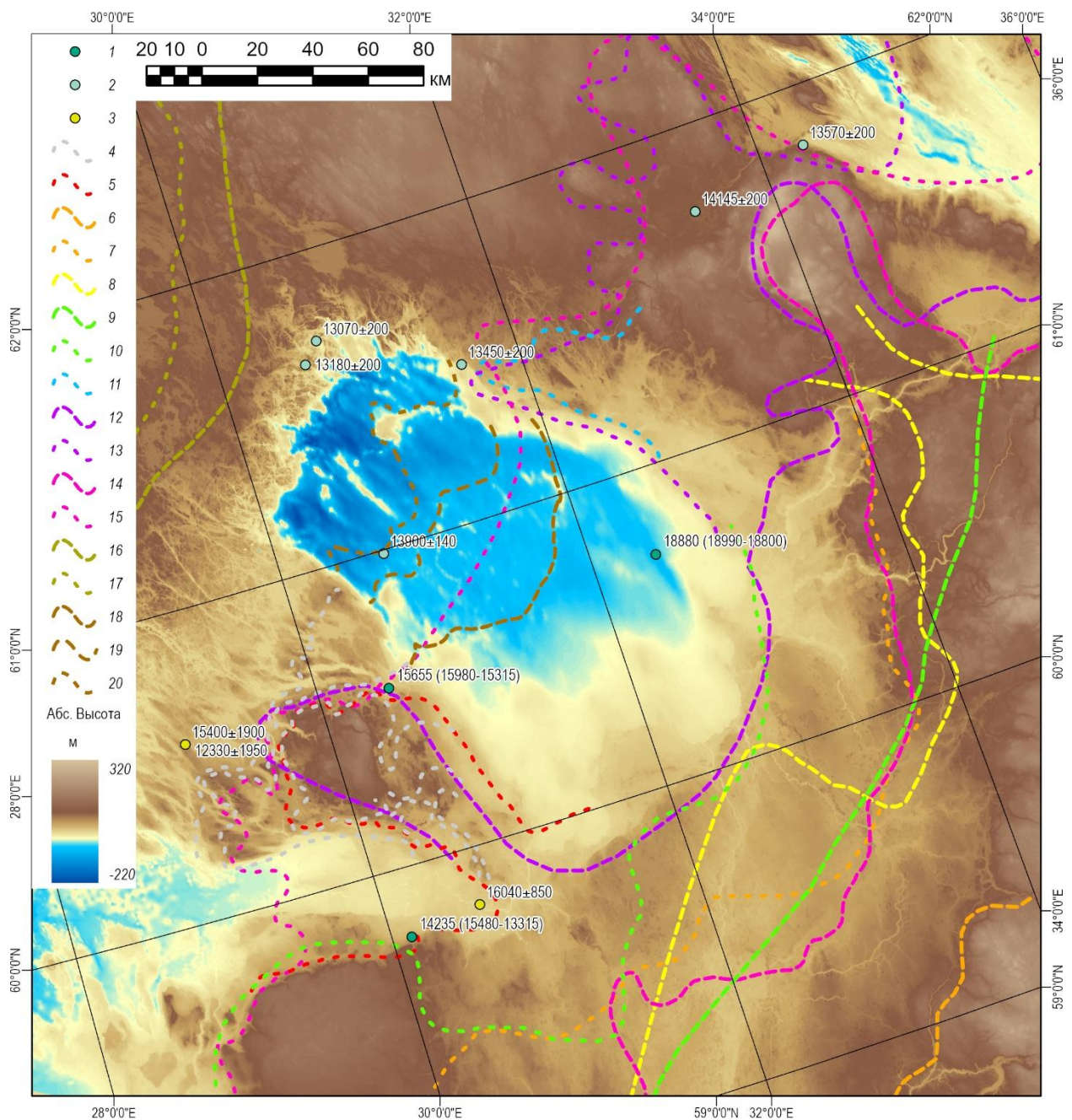


Рисунок 49. Схема данных о дегляциации Приладожья. 1-3 – датировки возраста дегляциации, упомянутые в работе: 1 – радиоуглеродные, 2 – варвохронометрические, 3 – люминесцентные. 4 – пояса каменных образований по [Ramsay, 1928]. 5-15 – положение лужского (длинные штрихи) и невского (короткие штрихи) краевых поясов по мнению различных исследователей: 5 – по [Земляков, 1933]; 6, 7 – по [Алейников, 1960]; 8 – по [Вигдорчик, Малаховский, Саммет, 1962]; 9, 10 – по [Геоморфология и четвертичные..., 1969]; 11 – по [Ладожское озеро..., 1978]; 12, 13 – по [Saarnisto, Saارينen, 2001]; 14, 15 – по [Astakhov et al., 2016]. 16 – краевой пояс сальпаусселькя I; 17 – краевой пояс сальпаусселькя II; 18 – сухановский краевой пояс; 19 – коневецкий краевой пояс; 20 – валаамский краевой пояс. Цифровая модель рельефа – FABDEM V1-0 [Hawker, Neal, 2021], совмещенная с цифровой батиметрической моделью Ладожского озера.

К концу XX века ситуация становится еще более запутанной. В работе карельских геологов И. Экмана и В. Ильина [1991] приводятся схема краевых поясов Карелии, на которой лужский и невский пояса в восточном Приладожье замыкаются примерно в районе Свирской губы (рис. 49). В несколько измененном виде эта модель используется в работах финских исследователей, и таким образом положение лужского краевого пояса в пределах Ленинградской области смещается севернее, чем ее помещали предыдущие авторы, и проводится вдоль южного берега Ладожского озера [Rainio, Saarnisto, Ekman, 1995; Saarnisto, Saarinen, 2001], практически повторяя границу верхней морены Землякова [Земляков, 1933]. Контур невских краевых образований обрывается при приближении к водоему. Такая модель «кочует» и в другие работы [Gromig et al., 2019; Lebas et al., 2021; Svendsen et al., 2004]. Позднее положение невского краевого пояса начинают проводить уже через центральную часть бассейна [Astakhov et al., 2016]. Такую же трактовку ранее поддерживал и автор текущего исследования на основе сопоставления ледникового рельефа на дне озера с краевыми образованиями на суше [Аксенов и др., 2023; Aksenov, Rybalko, Naumenko, 2020].

Обобщая выше сказанное, мы можем прийти к выводу о том, что надежно обоснованных данных ни о выделении невского этапа дегляциации в категорию стадиала или осцилляции, ни о его границе на текущий момент нет (рис. 49). Представленные в этой работе материалы также не поддерживают точку зрения о существовании стадияльного надвига в котловине Ладожского озера, поскольку в верхнелепесточном разрезе выделено два горизонта гляцигенных отложений, первый из которых относится к наступлению ледника (сейсмочка D1-1, $g_{bn}IIIos$), а второй – к его отступанию (сейсмочка D1-2, $GIIIb\phi-al$). Никаких признаков межстадиальных отложений не фиксируется. Поэтому здесь и далее мы предлагаем не использовать понятия «невской стадии» и «невской морены» в контексте дегляциации Ладожского озера. Важно добавить, что данное предложение не отменяет существование коррелятных невским краевых образований, описываемых в Эстонии (Пандивере) [Kalm, 2006], Карелии (Сямозеро) и на Кольском полуострове (Кейва I) [Ekman, Pjij, 1991].

Как было упомянуто в разделе 8.1, дегляциация котловины Ладожского озера началась при переходе от раннего дриаса к беллинг-аллереду. Следовательно, описываемый в этом разделе этап стратиграфически мы сопоставляем с последним. В это время происходило формирование гляцигенного парагенетического комплекса $GIIIb\phi-al$ (сейсмочка D1-2), включающего в себя бассейновые краевые морены, флювиогляциальные и прогляциальные ледниково-озерные отложения, а также связанных с ним форм рельефа: грядово-западных равнин центральной части Ладожского озера, краевых гряд, конусов выноса талых ледниковых вод, озера де Геера. Все это указывает на то, что деградация ледника происходила фронтальным способом в непосредственном контакте с приледниковым бассейном. При этом ледник не всплывал, и его

движение осуществлялось непосредственно по дну Ладожской котловины. При обильном таянии, связанным с интерстадиальными климатическими условиями происходил масштабный вынос талых ледниковых вод, которые и формировали флювиогляциальные формы рельефа.

Подобная интерпретация весьма схожа с тем, что описывал С.А. Яковлев: «из обрывочного характера залегания последней [верхней морены] можно заключить, что она не представляет отложения сплошного ледникового покрова, а относится к краевым частям последнего оледенения, спускавшегося в водный бассейн, лежащий на пути движения ледника. Так как ледниковый бассейн в данной области был сравнительно мелководным – около 150-200 м глубины, а толщина края ледника, судя по современным гренландским ледникам, была все-таки очень значительна, то лед должен был двигаться непосредственно по дну ледникового бассейна... В то время как льды в виде языков продвигались вперед по Финскому заливу и Ладожскому озеру, в пространстве между ними талые воды отлагали пески, а айсберги – моренные отложения» [Яковлев, 1925, с. 105]. Его трактовка была по сути верной, за исключением того, что он придавал слою верхней морены климатостратиграфическое значение, рассматривая ее как отложения новой стадии оледенения.

К.К. Марков предполагал, что после отступления ледников от Рамболовской конечно-моренной гряды, расположенной в южной части Ленинградской области, в Приневской низменности и в Южном Приладожье сформировалось Невское ледниковое озеро [Марков, 1931]. Его уровень он определял на высоте около 42 м. Северный край озера упирался в еще единый край Ладожского и Невского ледниковых потоков. Завершение существования этого водоема произошло при отступании Невского ледникового потока от северо-западного края Ижорской возвышенности и прорыве приледникового водоема в Лужское ледниковое озеро. Объединение этих двух водоемов автор сопоставлял с началом существования Балтийского ледникового озера [Марков, Порецкий, 1933]. Эстонские исследователи связывают это событие с отступанием ледникового края от возвышенности Пандивере и датирует его возрастом около 13,9 тыс. кал. л.н. [Kalm, 2006]. Береговые линии нового водоема оставались на тех же высотах вследствие большего объема воды в Невском ледниковом озере в сравнении с Лужским [Markov, Krasnov, 1930]. Д.Д. Квасов называл новообразовавшийся водоем озером Рамсея, который через систему проток и плесов соединялся с Южно-Балтийским приледниковым озером [Квасов, 1975]. При этом он полагал, что его уровень в районе Санкт-Петербурга находился на высотах около 30 м.

Установить хронологические рамки этих событий на текущий момент представляется затруднительным. Существуют радиоуглеродные и люминесцентные датировки по ледниковым и водно-ледниковым отложениям, полученные в акватории Ладожского озера, на Карельском перешейке и в Приневской низменности (табл. 9, 10). Как можно видеть, они имеют довольно

широкий разброс значений и зачастую являются инверсивными относительно отступления ледника. Мы можем сделать вывод, что ни одна из этих дат не является достаточно надежной. Радиоуглеродные даты получены по аллохтонному органическому материалу и вследствие этого не могут прямо указывать на возраст вмещающих отложений. Люминесцентные датировки ледниковых и водно-ледниковых отложений без подкрепления возраста альтернативными хронологическими методами также нельзя считать достаточно обоснованными в связи с неполной засветкой зерен перед захоронением. Так, по мнению авторов одной из этих работ [Ruchkin et al., 2024], полученные ими даты по ледниково-озерным отложениям являются удревненными.

Таблица 9. Радиоуглеродные датировки дегляциации Приладожья

Место-положение	Лаб. №	¹⁴ C возраст	Кал. возраст	Материал	Источник
Р. Бурная	ЛУ-3525	13070 ±110	15655 (15980-15315)	Обломок древесины в водно-ледниковых песках	Давыдова и др., 1998
Южная часть Ладожского озера	ЛУ-2815	15620 ±50	18880 (18990-18800)	Обломок древесины в ленточноподобных глинах	Subetto et al., 1998
Ст. Горелово	МО-201	12150 ±390	14235 (15480-13315)	Обломок древесины в песчанистых алевритах	Серебрянный, Девирц, Маркова, 1962

Таблица 10. Люминесцентные датировки дегляциации Приладожья. Указанные здесь даты представлены средним взвешенным по нескольким датам. ТЛ – термолюминесценция, ОСЛ – оптико-стимулированная люминесценция

Место-положение	Метод	Средне-взвешенный возраст	Количество дат	Материал датирования	Источник
Карьер Гаврилово	ТЛ	15400±1900	2	Кварц в ледниковых отложениях	Никонов, Шлюков, 2002
Карьер Гаврилово	ТЛ	12600±1500	5	Кварц в ледниково-озерных отложениях	Никонов, Шлюков, 2002
Карьер им. Свердлова	ОСЛ	16040±850	2	Кварц в ледниково-озерных отложениях	Ruchkin et al., 2024

Во время существования первых приледниковых водоемов происходит отступление ледникового края по Ладожской котловине. Наши данные позволяют говорить о том, что оно

происходило нелинейно и сопровождалось останковками и подвижками. На дне Ладожской котловины выделяется три краевых ледниковых пояса (см. подраздел 6.2.4): сухановский, коневецкий и валаамский (рис. 49). Наблюдаются существенные отличия в строении коневецкого пояса от сухановского и валаамского: если в коневецких краевых образованиях четко читается структура конусов выноса талых ледниковых вод, проксимальные склоны которых частично деформированы, то волновая картина краевых гряд сухановского и валаамского поясов типична для краевых ледниковых гряд. Это свидетельствует о разном характере формирования этих поясов: коневецкий пояс соответствует периоду стагнации края ледника, в то время как сухановский и валаамский пояса отмечают периоды осцилляции. Сравнивая морфологические особенности последних двух, можно прийти к выводу, что амплитуда осцилляций со временем сокращалась, что выражается в значительно меньших размерах сухановских краевых гряд. Возрастные рамки мы можем обозначить для валаамского пояса, поскольку скважина Со1309 пробурена перед его дистальным склоном, следовательно, его возраст определяется датой 13900 ± 140 кал. л.н. (табл. 11). Согласно этому значению, этот краевой пояс можно сопоставить с поясом пандивере в Эстонии [Amon et al., 2016; Saarse, Heinsalu, Veski, 2012]. Тогда возможным коррелянтом для сухановского или коневецкого поясов будут краевые образования сакала [Kalm, 2006].

Таблица 11. Варвохронометрические датировки начала ледниково-озерной седиментации

Местоположение	Возраст, кал. л.н.	Маркер	Источник
Д. Киндасово	14145 ± 200	Магнитостратиграфический маркер пик западного склонения – 12970 ± 200 кал. л.н.	Bakmutov, Zagniy, 1990
Г. Петрозаводск	13570 ± 200		
Пос. Ууксу	13450 ± 200		
Пос. Хаапалампи	13180 ± 200		
Г. Сортавала	13070 ± 200		
Центральная часть Ладожского озера	13900 ± 140	Палиностратиграфический маркер границы аллеред-поздний дриас – 12590 ± 140 кал. л.н.	Gromig et al., 2019

В целом, можно прийти к выводу, что характер динамики Ладожского ледникового потока отличается, как и от окружающих его территорий, так и от соседних Эстонского [Kalm, 2006] и Онежского [Hang et al., 2019; Saarnisto, Saarinen, 2001] секторов. Обобщая выше сказанное, схему дегляциации озера мы можем представить в следующем виде:

- 1) рецессия края ледника от Волхов-Невского водораздела, формирование Невского ледникового озера;
- 2) сухановская осцилляция;
- 3) суханово-коневецкая рецессия;

- 4) коневецкая стагнация;
- 5) коневец-валаамская рецессия;
- 6) валаамская осцилляция;
- 7) рецессия хейнола [Lunkka, Palmu, Seppänen, 2021] с полной дегляциацией котловины.

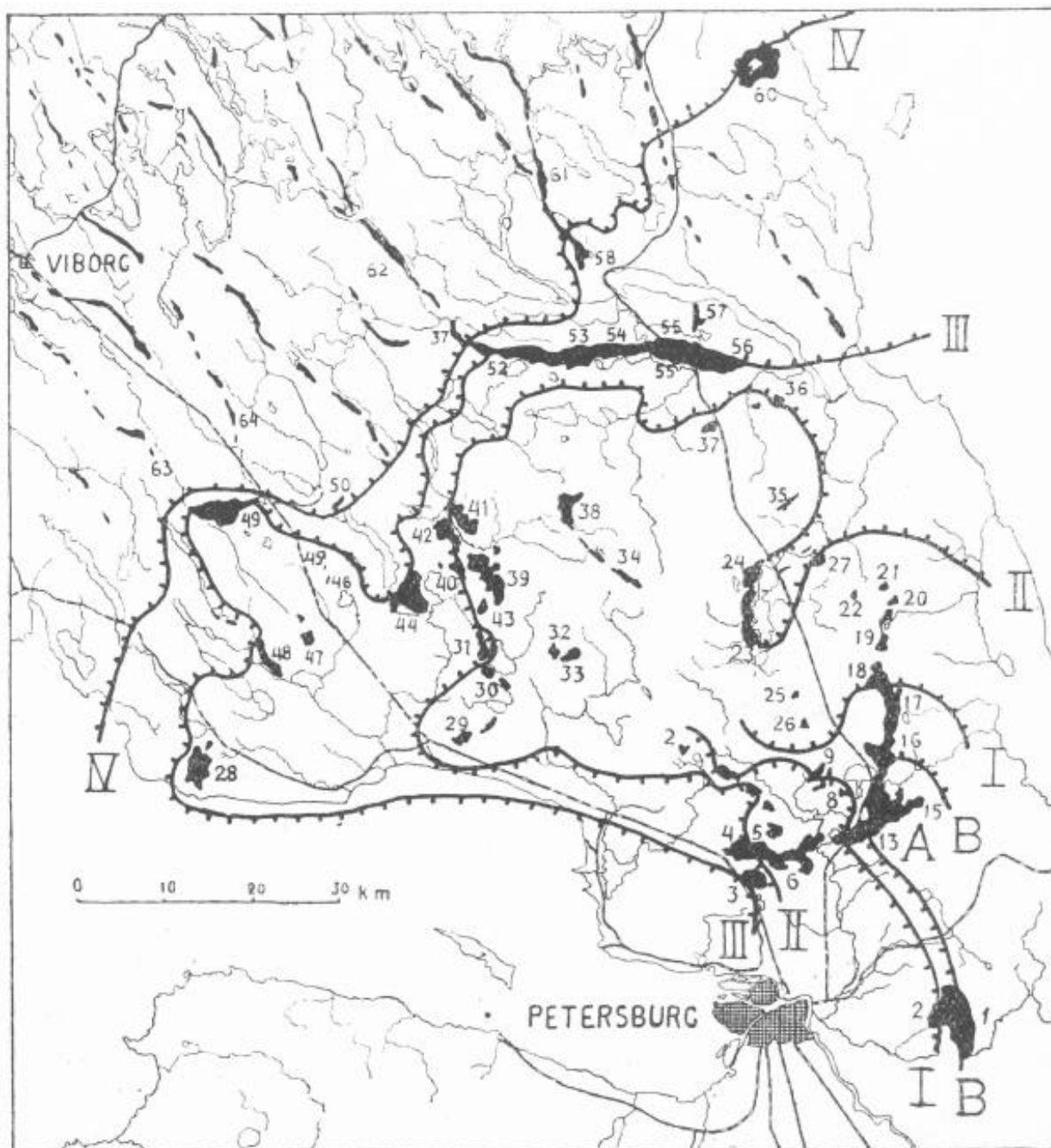


Рисунок 50. Пояса камовых образований Карельского перешейка [Ramsay, 1928].

Окончательное освобождение котловины Ладожского озера от ледника также можно установить по варвохронометрическим измерениям. Начало ледниково-озерного

осадконакопления в разрезах северного Приладожья датируется возрастом около 13,1 тыс. кал. л.н. (рис. 49, табл. 11).

Несомненно, надо учитывать, что предлагаемая модель основана на небольшом количестве разнородных данных с большой погрешностью. Однако она позволяет получить общее представление о первых эпизодах эволюции котловины Ладожского озера в позднеледниковье. Дальнейшие исследования позволят уточнить возрастные рамки описанных событий.

8.3. Перигляциальный этап

Этот этап связан с формированием и развитием Балтийского ледникового озера (БЛО). Согласно представлениям зарубежных исследователей, эволюция БЛО Прибалтике проходит в несколько стадий. В начале существования этого водоема 13,9 тыс. кал. л.н. происходит отступление ледника от возвышенности Пандивере, что приводит к объединению приледниковых водоемов восточной Прибалтики и северо-запада России с Южно-Балтийским ледниковым озером [Квасов, 1975; Vassiljev, Saarse, 2013]. Порог стока образовавшегося Балтийского ледникового озера находится в районе современного пролива Эресунн [Vjörck, 1995]. Синхронно в центральной части Ладожского озера происходит аккумуляция ленточных глин [Gromig et al., 2019] перед валаамским краевым поясом. Хотя в этот период котловина озера еще не окончательно освободилась от ледника, к северу от краевого пояса уже не наблюдаются краевых ледниковых форм или отложений.

Следующая стадия приходится на конец аллереда и связан с открытием порога стока в районе горы Биллинген в центральной Швеции при отступании ледникового края или с существованием подледникового стока под периодически всплывающим ледниковым телом [Vjörck, 1995]. Это приводит к снижению уровня Балтийского ледникового озера. В Приневской низменности, а также в южном Приладожье встречаются погребенные торфа и почвы, вложенные между слоями озерных отложений. Погребенный торф, расположенный между двумя пачками озерных (ледниково-озерных отложений), был обнаружен в Келколовском карьере на юго-востоке Приневской низменности. По нему получен ряд радиоуглеродных датировок, в том числе 13175 (13250-13100) кал. л.н. (11290 ± 50 ^{14}C л.н., ЛУ-2723) по подошве и 12760 (12830-12730) кал. л.н. (10840 ± 40 ^{14}C л.н., ЛУ-2720) [Краснов и др., 1995]. Хронологические данные поддержаны результатами спорово-пыльцевого анализа, по которым торфонакопление происходило на границе аллереда и верхнего дриаса. С этими отложениями сопоставляются и погребенные почвы и торфа в районе бывшего поселка Горелово, которые по данным спорово-пыльцевого анализа сопоставляются с концом аллереда [Лисицына, 1959; Марков, 1931]. Однако возраст этих

находок является дискуссионным, поскольку позднее по повторным палинологическим данным в совокупности с радиоуглеродным датированием они были отнесены к нижнему голоцену [Серебрянный, Пуннинг, 1969]. В южном Приладожье, на правом берегу реки Паши также формируются погребенные почвы, возраст которой составляет 13,3-12,5 тыс. кал. л.н. [Шитов и др., 2025]. При последующем наступлении ледникового края в верхнем дриасе центральношведский порог стока вновь был перекрыт. Это привело к поднятию уровня Балтийского ледникового озера.

Дальнейшая дегляциация в верхнем дриасе приводит к постепенному снижению уровня Балтийского ледникового озера. В Эстонии выделяется несколько эпизодов формирования береговых линий, отвечающих этому этапу развития приледникового бассейна. Их возраст датируется 12,2 тыс. кал. л.н., 12 тыс. кал. л.н. и 11,7 тыс. кал. л.н. [Rosentau et al., 2009]. Образование последней линии предшествует окончательному спуску приледникового водоема, которое происходит около 11,65 тыс. кал. л.н. [Vassiljev, Saarse, 2013].

В течение перигляциального этапа в Ладожском озере происходит накопление ледниково-озерных ленточных глин $Ig_{III}bl$, что в сейсмостратиграфической схеме соответствует сейсмотолще D2. Она подразделяется на три замещающих друг друга по вертикали сеймопачки – D2-1, D2-2, D2-3. Сейсмическая стратификация разреза хорошо совпадает с гранулометрическим составом отложений скважины Co1309 (рис. 51а). Возрастные интервалы аккумуляции этих пачек можно установить по корреляции с варвохронометрическими данными. Так, формирование пачки D2-1 происходит около 13900 кал. л.н., D2-2 – 13900-11900 кал. л.н., D2-3 – 11900-11400 кал. л.н. Сопоставляя эти хронологические интервалы с палеогеографическими событиями, можно прийти к выводу, что изменения уровня Балтийского ледникового озера незначительно влияли на седиментацию ленточных глин, вскрытых в керне Co1309. Большой вклад в этот процесс внесла динамика ледниковых потоков (рис. 51в,г). Так, при образовании пояса Сальпаусселькя II значительно увеличивается доля пелитовой фракции ленточных глин, при этом происходит небольшое увеличение мощности лент [Gromig et al., 2019]. На сейсмическом разрезе это выражается в увеличении амплитуды сигнала в пачке D2-3 (рис. 51б).

Отдельно в сейсмостратиграфической схеме выделяется распространенная в южной части Ладожского озера сейсмофа́ция D2a с хаотической волновой картиной, которая сопоставляется с погребенными ледниково-озерными отложениями, турбированными айсберговым выпахиванием ($Ig_{it}IIIbl$). В стратиграфическом отношении, она вклинивается в сеймопачку D2-2 и постепенно полностью ее замещает при движении с севера на юг. Следовательно, из этого можно сделать вывод, что образование этого слоя произошло до 11,9 тыс. кал. л.н. Строгая приуроченность кровли D2a к верхним частям пачки D2-2 и отсутствие других подобных слоев свидетельствует

о том, что ее формирование произошло в короткий временной промежуток и является событийным. Таким событием может являться подвижка ледника Сальпаусселькя I 12,6-12,3 тыс. кал. л.н., в результате которой ледник выдвинулся в Балтийское ледниковое озеро, что привело к увеличению айсбергового откола. Подобным образом интерпретируется увеличение концентрации материала айсбергового разноса в океанических осадках [Bond et al., 1992]. Альтернативно, образование этих отложений может быть связано с трансгрессивно-регрессивными циклами Балтийского ледникового озера. На период формирования пачки D2-2 приходится регрессия приледникового водоема. В результате снижения уровня воды мощность подводной части айсбергов превысила глубину бассейна, что привело к экзарации поверхности дна. При последующей трансгрессии айсберги уже не смогли касаться донной поверхности и, тем самым, восстановилось нормальное ледниково-озерное осадконакопление. Подобным образом объясняется происхождение погребенных турбированных отложений во фьордах Шпицбергена [Zecchin et al., 2016].

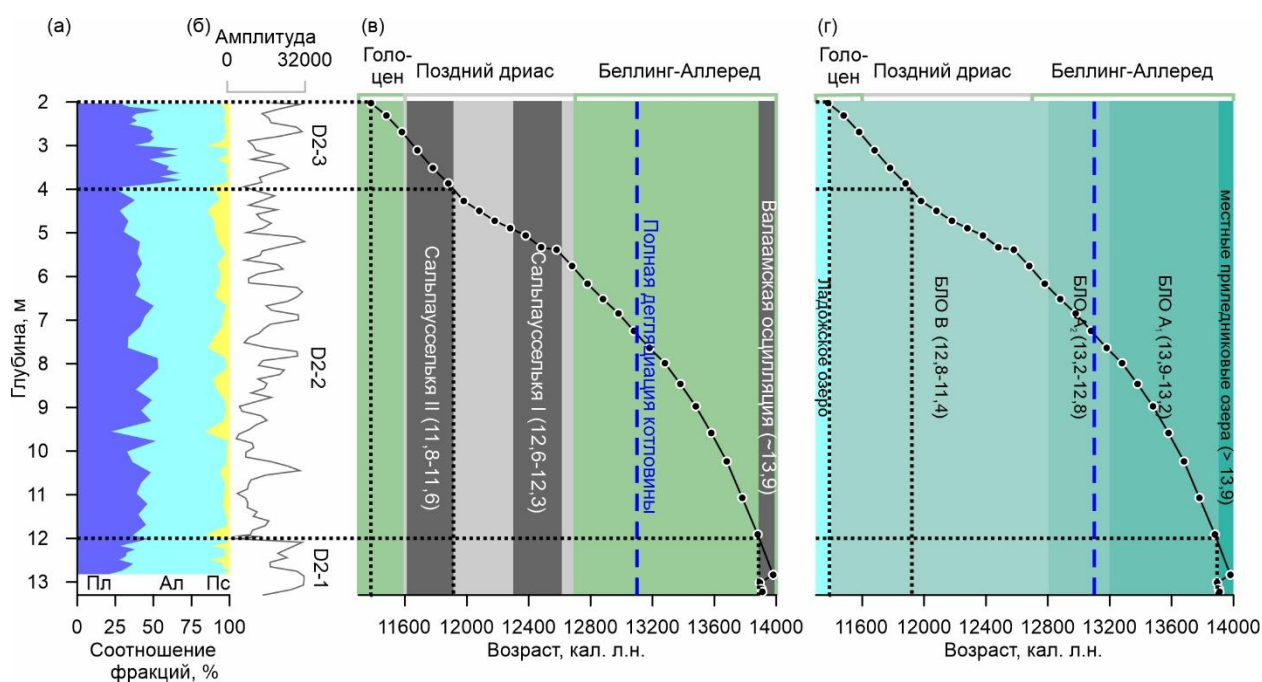


Рисунок 51. Сопоставление данных по керну Co1309 с основными палеогеографическими событиями в поздне- и послеледниковье. (а) – гранулометрический состав толщи ленточных глин керна Co1309 [Gromig et al., 2019]; Пл – пелиты, Ал – алевроиты, Пс – псаммиты; (б) – амплитуда сейсмического сигнала в месте отбора керна, интервал соответствует сейсмтолще D2; (в) – корреляция возрастной модели с событиями дегляциации юго-восточной периферии Скандинавского ледникового щита, в скобках показан возраст событий, тыс. кал. л.н.; (г) – корреляция возрастной модели с этапами эволюции приледниковых бассейнов юго-восточной периферии Скандинавского ледникового щита, в скобках показан возраст событий, тыс. л.н.

Анализ геоморфологии южной части Ладожского озера позволил выделить три реликтовых береговых линии, расположенных на глубинах 12, 16 и 20 м. Они фиксируются по небольшим абразионным уступам высотой около 2-3 м и аккумулятивным формам, сложенным сейснопачкой D3-4 (lvH). Поскольку считается, что в голоцене уровень озера не опускался ниже современного [Шитов, 2007], то мы предполагаем, что они сформировались при снижении уровня Балтийского ледникового озера в конце верхнего неоплейстоцена и его окончательном спуске. С.А. Абрамова с соавторами [1967], руководствуясь концепцией гляциоизостатического перекося котловины озера, полагала, что уровень озера опускался до глубин около 55 м. Впоследствии предполагалась уже меньшая величина спуска и положение береговой линии времени спуска водоема оценивалось на глубинах около 40 м [Subetto et al., 1998]. Наши данные не позволяют говорить о том, что уровень воды опускался настолько низко [Aksenov et al., 2022]. Выше 40 метров на большей части акватории действительно отсутствуют голоценовые нефелоидные отложения, но это обусловлено абразионным базисом водоема, выше которого взвешенный материал не откладывается. При этом осадконакопление осуществляется с участием волновых и течениевых процессов. Прямым свидетельством положения уровня водоема являются реликтовые береговые формы. Следовательно, мы полагаем, 12-, 16-, и 20-метровая линии соответствуют небольшим эпизодам стабилизации уровня при его снижении. Оценить максимальную величину понижения озера можно по погребенным долинам, которые выработаны в ледниково-озерных отложениях. Поскольку наблюдаемая глубина их тальвега достигает около 25 м, то мы можем полагать, что максимальное падение уровня достигало как минимум этих значений.

8.4 Лимнический этап

В голоцене начинается последний этап морфолитогенеза Ладожского озера. Основываясь на сейсмоакустических данных, мы можем сделать вывод о том, что в самом начале этого этапа, при переходе от неоплейстоцена к голоцену, интенсифицировались процессы гравитационного перемещения материала. В разрезе северной части Ладожского озера это выражается в виде линзовидных тел сейснопачки D3-1, ассоциируемой с декливиальными и турбидитными отложениями, которые заключены между сейсмотолщами D2 и D3. Мы предполагаем, что это может быть связано с возникновением сейсмических событий, ставших триггером для увеличенной транспортировки материала по склонам. По сейсмологическим данным на акватории Ладожского озера и в историческое время фиксируются сейсмические толчки магнитудой до 3 баллов [Ассиновская, Карпинский, 2020]. Возникновение этих событий на границе верхнего неоплейстоцена и голоцена может быть связано с гидроизостатической

компенсацией земной коры вследствие уменьшения водной массы при спуске Балтийского ледникового озера [Амантов, 2014].

В пребореале уровень Ладожского озера находился ниже современного [Subetto et al., 1998]. В Балтийской котловине этот временной интервал соответствует стадии Иольдиевого моря [Rosentau et al., 2021]. В строении озерных отложений этот период отмечается сменой ленточных глин на гомогенные глины 11,4 тыс. л.н. [Gromig et al., 2019]. Завершение регрессивной стадии отмечается мелководными отложениями, вскрытыми в разрезах реки Бурной, которые датированы возрастом 10750 (11185-10370) и 11040 (11345-10690) кал. л.н. (9459 ± 160 ^{14}C л.н., ТА-517 и 9700 ± 120 ^{14}C л.н., ТА-2225-А) [Кошечкин, Экман, 1993]. После этого произошел подъем уровня воды, связанный с подпором Ладожского озера Анциловым водоемом, существовавшим в это время в Балтийском море. Его максимальный уровень датируется датировками органических остатков в береговых отложениях в северо-восточном Приладожье – 9130 (9420-8985) кал. л.н. (8170 ± 80 ^{14}C л.н., ТА-379) [Кошечкин, Экман, 1993]. Завершение анциловой трансгрессии отмечается сменой формирования гомогенных глин типичными нефелоидными отложениями Ладожского озера, представленные зеленовато-серыми полосчатыми алевропелитами. Следующий подъем уровня (Ладожская трансгрессия) происходит 5970 (6220-5715) кал. л.н. (5200 ± 120 ^{14}C л.н., Nel-3235) и связывается с прорывом озера Сайма в Ладожское озеро. Максимальный уровень Ладожской трансгрессии датируется возрастом 3,3-2,9 тыс. л.н., после чего происходит образование реки Невы [Malachovskij et al., 1996; Saarnisto, 2012; Virtasalo et al., 2014]. Дальнейшее снижение уровня было нелинейным и осложнялось фазами стагнаций и осцилляций [Аксенов и др., 2025а].

Период пребореального низкого уровня и Анциловой трансгрессии в сейсмостратиграфической схеме сопоставляется с пачкой D3-2, среднему и верхнему голоцену соответствует пачка D3-4. Рельефообразование в лимническом этапе связано с формированием озерных аккумулятивных, денудационно-аккумулятивных и абразионных равнин. Аккумулятивные равнины нефелоидного и флювиально-нефелоидного происхождения по большей части приурочены к северной и восточной частям котловины Ладожского озера. Денудационно-аккумулятивные равнины встречаются в западной и восточной частях озера на мелководьях. По южной периферии озера образованы абразионные равнины, на поверхности которых встречаются маломощные ундалювиальные образования.

Береговые геоморфологические исследования позволяют говорить о том, что в котловине озера на протяжении всего голоцена испытывает неравномерные тектонические движения, что проявляется в разновысотном положении древних береговых линий на разных участках побережья. Особенно ярко они проявляются в восточном и северо-восточном Приладожье [Кошечкин, Экман, 1993], а также в районе Тайпаловского залива [Аксенов и др., 2024; Аксенов

и др., 2025b]. Тектоническое поднятие восточной и северо-восточной частей Ладожского озера подтверждается и нашими данными (см. ГЛАВУ 7).

Сейсмоакустические данные позволяют сделать вывод о том, что немалую роль в процессах голоценового осадконакопления играют придонные течения. Неоднородность батиметрии Ладожского озера приводит к неравномерному прогреванию водных масс озера, что в свою очередь является причиной возникновения термобара. Движение термобара два раза в год обуславливает возникновение придонных течений. На мелководьях также свою роль играют ветровые и стоковые течения.

Таким образом, в этой главе доказывается защищаемое положение № 3. Мы выделяем четыре этапа морфолитогенеза котловины Ладожского озера. В течение субгляциального этапа озеро было перекрыто ледниковым покровом, в котловине происходила аккумуляция ледниковых отложений и препарировка структурного рельефа. В начале интерстадиала Беллинг-Аллеред начинается дегляциация озера, во время которой происходит образование первых приледниковых бассейнов, осцилляции и стагнации отступления ледникового края. Формируются специфические фациально изменчивые отложения, состоящие из краевых бассейновых морен, флювиогляциальных отложений и прогляциальных ледниково-озерных. В перигляциальном этапе в котловине озера существует плес Балтийского ледникового озера, в котором происходит аккумуляция ледниково-озерных ленточных глин. При снижении уровня этого водоема в южной части озера формируются абразионные и аккумулятивные формы рельефа, фиксирующие положение древних береговых линий ниже современного уровня. На границе верхнего неоплейстоцена и голоцена вероятно происходит сейсмическое событие, которое приводит к интенсификации гравитационного переноса осадков. В голоцене устанавливается нормальный озерный режим осадконакопления. Формируются озерные нефелоидные, флювиально-нефелоидные и ундалювиальные отложения. В течение голоцена морфолитогенез сопровождается колебаниями уровня водоема, развитием придонных течений и неравномерными тектоническими движениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках выполненного диссертационного исследования были детально изучены геоморфология и строение верхней части геологического разреза котловины Ладожского озера. Фактический материал, ставший основой текущего исследования, представлен наборами разночастотных сейсмоакустических данных, а также цифровой батиметрической моделью Ладожского озера разрешением 500 м.

1. На основе интерпретации материалов сейсмоакустического профилирования был разработан авторский вариант местной сеймостратиграфической схемы отложений верхнего неоплейстоцена и голоцена Ладожского озера. Сейсмокомплекс D, соответствующий этим образованиям был подразделен на сеймотолщи, которые в свою очередь расчленены на сеймопачки и сеймофации. Сеймостратиграфические подразделения были соотнесены с имеющимися геологическими данными по дну акватории и побережью Ладожского озера. Выделено три сеймотолщи D1, D2 и D3, которые коррелируют с ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями осташковского горизонта, ледниково-озерными отложениями Балтийского ледникового озера и голоценовыми озерными отложениями.

Сеймотолща D1 состоит из двух пачек, нижняя (D1-1) коррелирует с основной мореной осташковского горизонта ($g_{bn}IIIos$), верхняя (D1-2) – с маргинально-прогляциальным комплексом ледниковых и водно-ледниковых отложений интерстадиала беллинг-аллеред ($GIII\phi-al$). В этой пачке выделены сеймофации, отражающие различные обстановки краевого и приледникового осадконакопления.

В сеймотолще D2 выделяются три сеймопачки и одна сеймофация. Сеймопачки D2-1, D2-2 и D2-3 сопоставлены с ленточноподобными ($lgIIIbl^1$), типичными ленточными ($lgIIIbl^2$) и микрослоистыми ($lgIIIbl^3$) глинами Балтийского ледникового озера, которые неоднократно были описаны в акватории Ладожского озера. Специфическая волновая картина сеймофации D2a позволяет связать ее с ледниково-озерными отложениями, турбированными айсберговым выпаживанием.

Сеймотолща D3 подразделена на четыре сеймопачки. Нижняя сеймопачка D3-1 сопоставлена с декливиальными и турбидитными отложениями, образованными на границе верхнего неоплейстоцена и голоцена ($ld,ltIIIos-H^1$). Следующие две сеймопачки D3-2 и D3-3 коррелируют соответственно с нижнеголоценовыми (IIH^1) и средне-верхнеголоценовыми озерными образованиями (IIH^{2-3}). Эти две сеймопачки по особенностям волновой картины подразделены на фации, соответствующие типичными нефелоидным осадкам и флювиально-нефелоидным образованиям. Последняя сеймопачка встречается на южном мелководье Ладожского озера и сопоставляется с озерными ундалювиальными отложениями (IvH).

2. На основе разработанной сейсмостратиграфической схемы и геоморфометрического анализа цифровой батиметрической модели Ладожского озера по принципу аналитического генетического картирования была подготовлена геоморфологическая карта в масштабе 1 : 1 000 000. На донной поверхности выделено шесть генетических типов рельефа: структурный, флювиальный, озерный, ледниковый, флювиогляциальный и ледниково-озерный. Также выделяется внегенетическая категория погребенного рельефа. Структурный рельеф распространен в северной части озера и представлен поверхностями денудационного и денудационно-аккумулятивного характера. К флювиальному рельефу отнесены различные долины в частично погребенном состоянии, а также парагенетические пары эрозионных ложбин и аккумулятивных дрифтов. В озерном рельефе выделены поверхности денудационного (абразионного), денудационно-аккумулятивного и аккумулятивного типа. Формы озерного генезиса преимущественно встречаются по периферии озера. Ледниковый, флювиогляциальный и ледниково-озерный типы рельефа формируют морфологию центральной части Ладожского озера и характеризуются формами исключительно аккумулятивного характера. Погребенный рельеф представлен эрозионными долинами, а также гравитационными шлейфами.

3. На основе сопоставления сейсмостратиграфических подразделений и форм рельефа, были определены четыре этапа морфолитогенеза котловины Ладожского озера в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Субгляциальный этап связан с перекрытием котловины озера ледниковым покровом. В этот период происходила препарировка структурного рельефа в северной части водоема, а также аккумуляция основной морены.

На маргинально-прогляциальный этап приходится начало дегляциации котловины озера. Это время связано с возникновением первых приледниковых водоемов, форм и отложений краевого ледникового, флювиогляциального и ледниково-озерного происхождения. В течение этого этапа происходят две фазы осцилляции и одна фаза стагнации ледникового края, которые маркируются сухановским (осцилляция), коневецким (стагнация) и валаамским (осцилляция) поясами краевых ледниковых образований.

В перигляциальном этапе доминирующим процессом морфолитогенеза становится ледниково-озерное осадконакопление в условиях Балтийского ледникового озера. Формируются ледниково-озерные ленточные глины, которые частично сглаживают неровности рельефа предыдущих этапов. Этот период сопровождается колебаниями уровня приледникового бассейна. На последних этапах развития Балтийского ледникового озера происходило снижение его уровня ниже современного уровня Ладожского озера. Это привело к формированию реликтовых береговых линий на глубинах 12, 16 и 20 м. На осадконакопление также влияла и

динамика ледникового края, уже покинувшего котловину озера. Образование отложений, турбированных айсберговым выпахиванием, связывается с наступлением ледника во время формирования краевого пояса Сальпаусселькя I.

В голоцене (лимнический этап) происходит переход от ледниково-озерных обстановок к озерным. Вероятно, при этом транзите имели место сейсмические события, которые привели к образованию линз декливиальных и турбидитных отложений у подножий склонов возвышенностей северной части озера. В течение голоцена развитие Ладожского озера сопровождалось колебаниями уровня, следы которых проявляются на побережье водоема в виде древних береговых форм рельефа. На осадконакопление в самом озере значительное влияние оказывают придонные течения, возникающие в результате движения термобара два раза в год, воздействия ветра и речного стока. Помимо этого, морфолитогенез котловины сопровождается неотектоническими движениями, признаки которых обнаруживаются как на дне озера, так и на его побережье.

Кроме того, впервые получены следующие результаты:

- обосновано понятие «денудационно-аккумулятивного структурного генетического типа рельефа»
- доказано флювиогляциальное и ледниковое происхождение гряд центральной части Ладожского озера;
- выделены сухановский, коневецкий, валаамский краевые ледниковые пояса, возникшие в интерстадиале беллинг-аллеред;
- установлено, что ледниково-озерные отложения южной части Ладожского озера формировались с участием айсбергового выпахивания;
- обнаружены древние береговые линии на глубинах 12, 16 и 20 м, соотносимые со временем снижения Балтийского ледникового озера в конце верхнего неоплейстоцена, максимальная глубина снижения уровня оценивается в 25 м;
- подтверждено влияние придонных течений на осадконакопление в течение голоцена;
- данные о неотектоническом поднятии восточной и северо-восточной частей Ладожского озера сопоставлены со сведениями о неотектонических движениях на побережье.

Таким образом, выполненное исследование позволяет значительно детализировать историю развития Ладожского озера в верхнем валдае и голоцене. Продемонстрировано, что на строение рельефа и донных отложений оказывал влияние комплекс различных процессов, взаимосменяющихся и взаимодополняющих друг друга на протяжении всей эволюции водоема.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамова С. А., Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов // История озер Северо-запада. Ленинград: Наука, 1967. С. 113–132.
2. Аксенов А.О. Применение геоморфометрического метода при исследовании рельефа дна Ладожского озера // Известия Русского географического общества. 2023. Т. 155. №. 1. С. 3-12. DOI: 10.31857/S0869607123010020
3. Аксенов А. О., Рыбалко А. Е., Науменко М. А., Токарев М. Ю., Субетто Д. А. Строение рельефа котловины Ладожского озера по результатам интерпретации сейсмоакустических и батиметрических данных // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 26–39. DOI: 10.31857/S2949178923040035
4. Аксенов А. О., Большианов Д. Ю., Правкин С. А., Лебедев Г. Б. Корреляция береговых образований Тайпаловского залива с изменениями уровня Ладожского озера в голоцене // Limnology and Freshwater Biology. 2024. № 4. С. 223-228. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-4-223
5. Аксенов А. О., Большианов Д. Ю., Правкин С. А., Лебедев Г. Б., Пушина З. В., Зубкова П. С. Новые сведения о позднеголоценовых изменениях уровня Ладожского озера в голоцене // Известия Русского географического общества. 2025а. Т. 157. № 3. С. 268–287. DOI: 10.7868/S3034538325030025
6. Аксенов А. О., Большианов Д. Ю., Правкин С. А., Лебедев Г. Б. Голоценовые колебания относительного уровня Ладожского озера в районе Тайпаловского залива // Проблемы Арктики и Антарктики. 2025б. Т. 71. № 1. С. 32–45. DOI: 10.30758/0555-2648-2025-71-1-32-45
7. Алейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений северо-запада СССР. Ленинград: Изд-во Ленинградского университета, 1960. 65 с.
8. Амантов А. В. Этапы геологического развития Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. Санкт-Петербург: РГО, 1993. С. 5–12.
9. Амантов А. В. Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 22–32.
10. Амантов А. В., Амантова М. Г. Развитие котловины Ладожского озера с позиций ледниковой теории // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 5–14.
11. Амантов А. В., Спиридонов М. А. Геология Ладожского озера // Советская Геология. 1989. № 4. С. 83–86.

12. Андреев А. П. Ладожское озеро. Санкт-Петербург: типография Морского министерства, 1875. 263 с.
13. Анохин В. М., Дудакова Д. С., Аксенов А. О., Дудаков М. О. Распространение поверхностных донных отложений в северной части Ладожского озера // ГЕОГРАФИЯ: РАЗВИТИЕ НАУКИ И ОБРАЗОВАНИЯ Сборник статей по материалам ежегодной международной научно-практической конференции LXXIV Герценовские чтения. Санкт-Петербург: Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, 2021а. С. 68–72.
14. Анохин В. М., Науменко М. А., Дудакова Д. С., Дудаков М. О., Рыбакин В. Н. Геоморфологические особенности дна и берегов Ладожского озера // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата. Санкт-Петербург: Российская академия наук, 2021b. С. 151–164.
15. Анохин В. М., Виноградова О. М., Пятов И. М., Дудакова Д. С. Вдольбереговое перемещение наносов в Ладожском озере по данным анализа тяжелой фракции песков в прибрежных отложениях // Известия Русского географического общества. 2023. Т. 155. № 3–4. С. 3–16. DOI: 10.31857/S0869607123030023
16. Анохин В. М., Дудакова Д. С. Послеледниковые тектонические уступы на дне Ладожского озера // Известия Русского географического общества. 2024. Т. 156. № 1. С. 3–15. DOI: 10.31857/S0869607124010015
17. Анохин В. М., Науменко М. А., Нестеров Н. А. Рельеф дна Ладожского озера и его связь с дизъюнктивами // Известия Русского географического общества. 2016. Т. 148. № 2. С. 44–52.
18. Арсланов Х. А., Знаменская О. М., Баканова И. П., Зубков А. И., Спиридонова Е. А. Ранне- и средневалдайские межстадиальные отложения в окрестностях Ленинграда и их геохронология // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1975. № 43. С. 152–158.
19. Арсланов Х. А. Радиоуглеродная хронология верхнего неоплейстоцена европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зоны) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1975. № 43. С. 3–25.
20. Ассиновская Б. А., Карпинский В. В. Ладожские сейсмические явления. СПб: Издательство ВСЕГЕИ, 2020. 46 с.
21. Бакунов Н. А., Большианов Д. Ю., Макаров А. С. От глобального ^{137}Cs к определениям седиментации в глубоких озерах и морских эстуариях // Радиохимия. 2015. Т. 57. № 3. С. 283–288.

22. Барков Л. К., Щербаков Е. М., Усенков С. М. Состав и динамика современных донных осадков южной части Ладожского озера // Вестник Ленинградского Университета. Геология. География. 1983. Т. 6. № 1. С. 32–40.
23. Бахтеев А. Р. Геоморфология // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35),36 - Петрозаводск. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. С. 400.
24. Беляев П. Ю., Рыбалко А. Е., Субетто Д. А. Геоморфология Ладожского озера. Новые данные // Астраханский вестник экологического образования. 2020. Т. 59. № 5. С. 142–154.
25. Большианов Д. Ю. Современные многолетние колебания уровня Ладожского озера и возможная причина Ладожской трансгрессии позднего голоцена // Известия Русского географического общества. 2018. Т. 150. № 4. С. 15–31.
26. Бондарев В. И., Крылатков С. М. Основы обработки и интерпретации данных сейсморазведки. Екатеринбург, 2001. 193 с.
27. Бородулин В. В., Каретников С. Г., Власов В. П., Науменко М. А., Егоров Л. К. Ледовый режим // Ладожское озеро и достопримечательности его побережья. Атлас. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2015. С. 75–79.
28. Веселова М. Ф. Водный баланс // Ладожское озеро и его достопримечательности. Атлас. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2013. С. 50–52.
29. Вигдорчик М. Е., Ауслендер В. Г., Знаменская О. М., Долуханов П. М. Новые радиоуглеродные датировки озерных осадков на северо-западе РСФСР и геохронологическая шкала последнего оледенения // История озер. Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озер (25-29 мая 1970 г.). Вильнюс: АН Литовской ССР, 1970. С. 5–32.
30. Вигдорчик М. Е., Малаховский Д. Б., Саммет Э. Ю. О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Ленинград: Гостоптехиздат, 1962. С. 31–33.
31. Гатауллин В. Н., Поляк Л. В. О присутствии ледниковых отложений в центральной впадине Баренцева моря // Доклады Академии Наук СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1463–1467.
32. Геологический словарь. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.

33. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области) / под ред. Д. Б. Малаховский, К. К. Марков. Ленинград: Наука, 1969. 256 с.
34. Гильзен К. К. Исследование грунта озер России: Ладожское озеро. Санкт-Петербург: Типография М.М. Стасюлевича, 1905. 28 с.
35. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Балтийская серия. Карта четвертичных образований. Лист Р-35(36). Петрозаводск. (2015) / Под ред. Ю.Б. Богданова. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2 л.
36. Гусев Е. А., Шарин В. В., Дымов В. А., Качурина Н. В., Арсланов Х. А. Новые данные о строении верхних горизонтов осадочного чехла северной части Карского шельфа // Разведка и охрана недр. 2012. № 8. С. 87–90.
37. Гусева М. А., Игнатъева Н. В. Основной ионный состав воды и электропроводность // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата. Москва: Российская академия наук, 2021. С. 247–250.
38. Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли - индикаторы экологических условий водоемов в голоцене. Ленинград: Наука, 1985. 244 с.
39. Давыдова Н. Н., Рыбалко А. Е., Субетто Д. А., Хомутова В. И. Позднеплейстоценовая история Ладожского озера // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. Санкт-Петербург: Наука, 1998. С. 134–140.
40. Давыдова Н. Н., Трифонова И. С. Изменения в составе диатомовых комплексов и содержания хлорофила «а» в осадках разных районов озера // Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера. Ленинград: Наука, 1982. С. 202–206.
41. Девдариани Н. А., Старовойтов А. В., Стручков В. А., Рыбалко А. Е. Типы волновой картины и условия залегания ледниковых отложений Белого и Баренцева морей по данным непрерывного сейсмопрофилирования // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1993. Т. 68. № 3. С. 117–122.
42. Дорохов Д. В., Ахманов Г. Г. Рельеф и донные отложения южного склона Восточно-Готландской впадины (Балтийское море) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2025. № 6. С. 121–131.
43. Дудакова Д. С., Анохин В. М., Поздняков Ш. Р., Дудаков М. О., Юдин С. Н. Подводные ландшафты островов Мантсинсаари и Лункулансаари в зоне рифейских поднятий в восточной части Ладожского озера // Известия РАН. Серия географическая. 2021. Т. 85. № 3. С. 433–445.

44. Дудакова Д. С., Дудаков М. О., Анохин В. М. Опыт применения глубоководного телеуправляемого аппарата для изучения подводных ландшафтов Ладожского озера // Российский журнал прикладной экологии. 2018. Т. 16. № 4. С. 51–55.
45. Земляков Б. Ф. Негежемская неолитическая стоянка // Труды комиссии по изучению Четвертичного периода. 1932. Т. 2. С. 47–68.
46. Земляков Б. Ф. О следах ледниковой осцилляции в южной части Карельского перешейка // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. 1933. Т. 3. № 1. С. 41–64.
47. 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. 140–159.
48. Иванов В. Л., Гуревич В. И. Геоэкология Ладожского озера. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1995. 209 с.
49. Калесник С. В. Ладожское озеро. Ленинград: Гидрометеиздат, 1968.
50. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология. Санкт-Петербург: Недра, 1993. 328 с.
51. Каретников С. Г., Науменко М. А. Климатическая характеристика // Ладожское озеро и его достопримечательности. Атлас. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2015. С. 22–27.
52. Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Ленинград: Наука, 1975. 278 с.
53. Кириллова В. А., Распопов И. М. Ладожское озеро // Озера Ленинградской области. Ленинград: Лениздат, 1971.
54. Кошечкин Б. И. Структурно-геоморфологическое районирование котловины Ладожского озера // Ладожское озеро и достопримечательности его побережья. Атлас. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2015. С. 44–45.
55. Кошечкин Б. И., Экман И. М. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. Санкт-Петербург: РГО, 1993. С. 49–60.
56. Краснов И. И., Арсланов Х. А., Казарцева Т. И., Тертычня 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.
57. Краснов И. И., Рейнеке В. И. О газоносности четвертичных отложений Ленинградской области // Природные газы. 1935. Т. 11. С. 3–31.
58. Крюков А. М. Распространение вод притоков на акватории озера // Ладога. Санкт-Петербург: Русское Географическое общество, 2013.

59. Кузнецов Д. Д., Субетто Д. А. Стратиграфия донных озер Карельского перешейка. Москва: ГЕОС, 2019. 117 с.
60. Ладога / под ред. В. А. Румянцева, С. А. Кондратьева. Санкт-Петербург: Русское Географическое общество, 2013. 568 с.
61. Ладожское озеро и достопримечательности его побережья. Атлас. / под ред. В. А. Румянцева. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2015. 200 с.
62. Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины) / под ред. Г. С. Бискэ. Петрозаводск: Карелия, 1978. 206 с.
63. Лисицына Г. Н. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории северо-запада Европейской части СССР // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. Москва: Издательство Московского университета, 1959. С. 13–38.
64. Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря / под ред. В. К. Гудялир. Вильнюс: Типография им. М. Шумаускаса, 1985. 205 р.
65. Лукашов А. Д. Морфоструктуры // Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины). Петрозаводск: Карелия, 1978. С. 9–20.
66. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Выпуск 1. Москва, Ленинград: Геологическое издательство главного геолога-разведовочного управления, 1931. 256 с.
67. Марков К. К. Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии. 1949. № 12. С. 213–220.
68. Марков К. К., Порецкий В. С. Послеледниковая история окрестностей Ленинграда // Природа. 1933. № 5–6. С. 99–103.
69. Молчанов И. В. Ладожское озеро. Ленинград: Гидрометеиздат, 1945. 556 с.
70. Мусатов Е. Е. Геоморфология // Геоэкология Ладожского озера. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 36–43.
71. Науменко М. А. Анализ морфометрических характеристик подводного рельефа Ладожского озера на основе цифровой модели // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2013а. № 1. С. 62–72.
72. Науменко М. А. Общая характеристика озера // Ладога. Санкт-Петербург: Русское Географическое общество, 2013б. С. 15–19.
73. Науменко М. А. Многолетние колебания уровня Ладожского озера // Ладожское озеро и его достопримечательности. Атлас. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2015. С. 53.
74. Науменко М. А., Гузиватый В. В., Дудакова Д. С., Дудаков М. О., Анохин В. М. Подводная морфоструктура Валаамского архипелага в Ладожском озере: первые видеоизображения

- и количественные оценки // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 126–131. DOI: 10.31857/S268673972260117X
75. Науменко М. А., Каретников С. Г., Гузиватый В. В. Термический режим озера // Ладожское озеро и его достопримечательности. Атлас. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2013. С. 64–75.
76. Немченко Н. В., Ахманов Г. Г., Пятилова А. М., Соловьева М. А., Хлыстов О. М. Особенности четвертичного осадконакопления района Академического хребта, озеро Байкал // Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022. Труды XI Международной научно-практической конференции. Тверь: ПолиПРЕСС, 2022. С. 49–52.
77. Никонов А. А., Шлюков А. И. О времени дегляциации Карельского перешейка (по данным физических методов) // Доклады Академии Наук. 2002. Т. 387. № 3. С. 393–396.
78. Охлопкова А. Н. Течения Ладожского озера // Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера. Ленинград: Изд-во Ленинградского университета, 1966. С. 265–278.
79. Плешивцева Э. С., Гаркуша В. И., Горшкова С. С. Микулинские озера в междуречье Паши и Ояти (Ленинградская область) // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. Санкт-Петербург: Наука, 1998. С. 111–1144.
80. Распопов И. М., Вилинбахов В. Б., Горелова Э. М., Кириллова В. А. Ладога. Петрозаводск: Карельское книжное издательство, 1969. 190 с.
81. Рыбалко А. Е., Токарев М. Ю., Субетто Д. А., Локтев А. С., Алешин М. Ю., Терехина Я. Е., Костромина Н. А. Великие озера Европы – история развития, особенности геологического строения и их влияние на формирование современной геоэкологической обстановки // Озера Евразии: проблемы и пути их решения. Мат-лы 1-ой Международной конференции (11-15 сентября 2017 года). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 609–616.
82. Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Белкина Н.А., Страховенко В.Д., Аксенов А.О., Беляев П.Ю., Токарев М.Ю., Савельева Л.А., Потахин М.С., Орлов А.В., Корост С.Р., Кублицкий Ю.А., Локтев А.С. Формирование крупнейших озер северо-запада России по восточной периферии балтийского кристаллического щита // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 40-56. DOI: 10.31857/S2949178923040102
83. Рыбалко А. Е., Субетто Д. А., Токарев М. Ю. Морской и озерный этапы развития Великих озер Европы (по данным сейсмоакустических исследований) // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва: ГЕОС, 2015. С. 310–313.
84. Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Токарев М.Ю., Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Аксенов А.О., Беляев П.Ю. Отложения ледниково-водной формации в крупных озерах и внутренних морях восточной периферии Балтийского щита: особенности формирования,

- литологические особенности и место в палеогеографии позднего неоплейстоцена-голоцена на северо-западе европейской части России // *Limnology and Freshwater Biology*. 2024. № 4. С. 630-635. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-4-630
85. Сапелко Т. В., Кузнецов Д. Д., Корнеев Н. Ю., Денисенков В. П., Лудикова А. В. Палеолимнология внутренних озер острова Путсаари (Ладожское озеро) // *Известия Русского Географического общества*. 2014. Т. 146. № 3. С. 29–40.
86. Сапелко Т. В. Ладожская трансгрессия и ландшафты второй половины голоцена в южном Приладожье (по данным изучения археологического памятника Подолье-1) // *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. 2019. № 5. С. 78–95. DOI: 10.31857/S2587-55662019578-95
87. Сапелко Т. В., Терехов А. В., Амантов А. В. Ладожская трансгрессия: реконструкция финальной стадии и последующего спада в северной части озера // *Региональная геология и металлогения*. 2018. Т. 75. С. 23–34.
88. Свириденко Л. П., Светов А. П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.
89. Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера // *Материалы к симпозиуму по истории озер северо-запада*. Ленинград: РТП ГО СССР, 1965. С. 92–107.
90. Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. Ленинград: Наука, 1966. 124 с.
91. Серебрянный Л. Р., Девирц А. Л., Маркова Н. Г. Новые данные об абсолютном возрасте аллередских отложений в окрестностях Ленинграда // *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. 1962. № 27. С. 151–153.
92. Серебрянный Л. Р., Пуннинг Я.-М. К. Результаты палинологического и радиохронметрического исследования погребенного голоценового торфяника в районе Горелово-Койерово под Ленинградом // *Голоцен*. Москва: Наука, 1969. С. 101–109.
93. Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата / под ред. С. А. Кондратьева, Ш. Р. Позднякова, В. А. Румянцева. Москва: Российская академия наук, 2021. 640 с.
94. Спиридонов М. А., Рыбалко А. Е., Поляк Л. В. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Новоземельского шельфа и палеогеография восточной части Баренцева моря в позднем плейстоцене-голоцене // *Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. Сборник научных трудов*. Санкт-Петербург, 1992. С. 47–68.
95. Субетто Д. А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. Санкт-Петербург: РГПУ им. А.И.Герцена, 2009. 343 с.

96. Сусарева О. М. Минерализация и ионный состав основной водной массы Ладожского озера // Ладожское озеро и достопримечательности его побережья. Атлас. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2015. С. 87.
97. Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплекту Гостгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта / под ред. А. С. Застрожного, Борисова Б. А., Семеновой Л. Р., Тарноградского В. Д., Сурикова С. Н. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2005. 47 с.
98. Усенков С. М. Седиментология и геоэкология больших озер Северной Европы и Северной Америки. Санкт-Петербург: Издательство Санкт-Петербургского университета, 2012. 192 с.
99. Усенков С. М., Свешников А. Г., Щербаков В. А. Природный седиментогенез и техногенез в Ладожском озере. Санкт-Петербург: Издательство Санкт-Петербургского университета, 1999. 151 с.
100. Усикова Т. В., Малаховский Д. Б., Гарбар Д. И. Домикулинские озерные отложения северо-западного Приладожья // История озер. Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озер (25-29 мая 1970 г.). Вильнюс: АН Литовской ССР, 1970. С. 123–133.
101. Усикова Т. В., Малясова Е. С., Клейменова Г. И. Стратиграфия и палеогеография верхнего плейстоцена района Ленинграда // Проблемы палеогеографии. Ленинград: Изд-во Ленинградского университета, 1965. С. 148–180.
102. Филатов Н. Н. Динамика озер. Ленинград: Гидрометеиздат, 1983. 166 с.
103. Филатов Н. Н. Течения // Ладожское озеро и его достопримечательности. Атлас. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2013. С. 54–58.
104. Филатов Н. Н., Балаганский А. Ф. Оценка элементов водного баланса // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата. Москва: Российская академия наук, 2021. С. 177–180.
105. Филатов Н. Н., Румянцев В. А. Изменчивость уровня воды и его прогнозирование // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата. Москва: Российская академия наук, 2021. С. 182–193.
106. Челпанов М. Ю. Построение и использование морфологических и геотопологических карт при ландшафтных исследованиях (на примере северо-запада России): Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. к.г.н. Санкт-Петербург: 1998.

107. Черняева Ф. А. Морфометрическая характеристика Ладожского озера // Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера. Труды Лаб. озероведения ЛГУ. Ленинград: ЛГУ, 1966. С. 58–80.
108. Шварев С. В., Субетто Д. А., Зарецкая Н. Е., Молодьков А. Н. Возраст, генезис и сейсмогенные деформации террас реки Вуокса на Карельском перешейке, северо-запад России // Геология и геофизика. 2020. № 11. С. 1592–1615.
109. Шитов М. В., Бискэ Ю. С., Багдасарян Т. Э., Дуданова В. И., Сумарева И. В., Шухвостов Р. С. Очерки по геологии квартара Южного Приладожья и Приневской низменности. Путеводитель геологических экскурсий XI Всероссийской конференции по изучению четвертичного периода, 18-20 сентября 2025 г. / под ред. Д. В. Назаров. Санкт-Петербург: ЛЕМА, 2025. 88 с.
110. Шмарева М. Б. Диагностические признаки выделения тектонических нарушений в сейсмических временных полях / под ред. М. Б. Шмарева, И. И. Шулепов. Ухта: УГТУ, 2012.
111. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость общей увлажненности бассейна Ладожского озера // Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера. Ленинград: Издательство Ленинградского Государственного Университета, 1966. С. 5–57.
112. Энман С. В. Современные вертикальные движения земной поверхности на Карельском перешейке и близлежащих территориях // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2006. Т. 81. № 6. С. 23–32.
113. Яковлев С. А. Наносы и рельеф Ленинграда и его окрестностей. Часть I. Ленинград: 2-я типография Транспечати НКПС им. тов. Лоханкова, 1925. 186 с.
114. Яковлев С. А. Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Часть II. Ленинград: 2-я типография Транспечати НКПС им. тов. Лоханкова, 1926. 264 с.
115. Ailio J. Geographische entwicklung des Ladogasees in postglazialer zeit und ihre beziehung zur steinzeitlichen besiedelung. Fennia. 1915. Vol. 45. P. 157.
116. Aksenov A.O., Krastel S., Rybalko A.E., Fedorov G.B. Geomorphological Evidence of Lake Ladoga Holocene Regressions after the Baltic Ice Lake Drainage (Derived from Sediment Echosounder Data) // Limnology and Freshwater Biology. 2022. No. 4. P. 1378-1380. DOI: 10.31951/2658-3518-2022-A-4-1378
117. Aksenov A.O., Rybalko A.E., Naumenko M.A. Geomorphology of Lake Ladoga Basin // Limnology and Freshwater Biology. 2020. No. 4. P. 492-494 DOI: 10.31951/2658-3518-2020-A-4-492

118. Amon L., Saarse L., Vassiljev J., Heinsalu A., Veski S. Timing of the deglaciation and the late-glacial vegetation development on the Pandivere Upland, North Estonia. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2016. Vol. 88. No. 2. P. 69–83. DOI: 10.17741/bgsf/88.2.002
119. Andreev A. A., Shumilovskikh L. S., Savelieva L. A., Gromig R., Fedorov G. B., Ludikova A., 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. DOI: 10.1111/bor.12382
120. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary International*. 2016. Vol. 420. P. 4–14. DOI: 10.1016/j.quaint.2015.09.024
121. Bakmutov V. G., Zagniy G. F. Secular variation of the geomagnetic field: data from varved clays of Soviet Karelia. *Physics of the Earth and Planetary interiors*. 1990. Vol. 63. P. 121–134.
122. Bakunov N.A., Bolshiyarov D.Yu., Aksenov A.O. ¹³⁷Cs Migration and Profile in Bottom Sediments of Deep Drainage Lakes, North-Western Russia // *Radiochemistry*. 2023. Vol. 65. No. 5. P. 585-591. DOI: 10.1134/s1066362223050090
123. Björck S. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. *Quaternary International*. 1995. Vol. 27. P. 19–40. DOI: 10.1016/1040-6182(94)00057-C
124. Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantshik R., Clasen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G., Ivy S. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*. 1992. Vol. 360. P. 245–249.
125. Boulton G. S. Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology*. 1986. Vol. 33. No. 5. P. 677–698.
126. Ceramicola S., Rebesco M., De Batist M., Khlystov O. Seismic Evidence of Small-Scale Lacustrine Drifts in Lake Baikal (Russia). *Marine Geophysical Researches*. 2001. Vol. 22. P. 445–464. DOI: 10.1023/A:1016351700435
127. Dowdeswell J. A., Hogan K. A., Arnold N. S., Mugford R. I., Wells M., Hirst J. P. P., Decalf C., Eyles N. Sediment-rich meltwater plumes and ice-proximal fans at the margins of modern and ancient tidewater glaciers: Observations and modelling. *Sedimentology*. 2015. Vol. 62. No. 6. P. 1665–1692. DOI: 10.1111/sed.12198
128. Ekman I., Iljin V. Deglaciations the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas. *Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines*. Espoo, Finland, 1991. P. 73–99.

129. Fuchs M., Owen L. A. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas*. 2008. Vol. 37. No. 4. P. 636–659. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2008.00052.x
130. Fyfe G. J. The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I, southern Finland. *Boreas*. 1990. Vol. 19. No. 2. P. 147–164. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1990.tb00576.x
131. Gilli A., Anselmetti F.S., Ariztegui D., Beres M., McKenzie J. A., Markgraf V. Seismic Stratigraphy, Buried Beach Ridges and Contourite Drifts: the Late Quaternary History of the Closed Lago Cardiel Basin, Argentina (49°S). *Sedimentology*. 2004. Vol. 52. P. 1–23. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2004.00677.x
132. Girardclos S., Baster I., Wildi W., Pugin A., Rachoud-Schneider A. M. Bottom-current and wind-pattern changes as indicated by Late Glacial and Holocene sediments from western Lake Geneva (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 2003. Vol. 96. P. 39–48.
133. Graham D. J., Midgley N. G. Moraine-mound formation by englacial thrusting: the Younger Dryas moraines of Cwm Idwal, North Wales. Geological Society. London. Special publications. 2000. Vol. 176. No. 1. P. 321–336.
134. Gromig R., Wagner B., Wennrich V., Fedorov G., Savelieva L., Lebas E., Krastel S., Brill D., Andreev A., Subetto D., Melles M. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments. *Boreas*. 2019. Vol. 48. No. 2. P. 330–348. DOI: 10.1111/bor.12379
135. Hambrey M. J., Huddart D., Bennett M. R., Glasser N. F. Genesis of ‘hummocky moraines’ by thrusting in glacier ice: evidence from Svalbard and Britain. *Journal of the Geological Society*. 1997. Vol. 154. No. 4. P. 623–632. DOI: 10.1144/gsjgs.154.4.0623
136. Hang T., Gurbich V., Subetto D., Strakhovenko V., Potakhin M., Belkina N., Zobkov M. A local clay-varve chronology of Onega Ice Lake, NW Russia. *Quaternary International*. 2019. Vol. 524. P. 13–23. DOI: 10.1016/j.quaint.2019.03.021
137. Hawker L., Neal J. FABDEM V1-0. 2021. DOI: 10.5523/bris.25wfy0f9ukoge2gs7a5mqpq2j7
138. Hobson R. D. Surface roughness in topography: quantitative approach. *Spatial analysis in geomorphology*. New York, USA: Harper and Row, 1972. P. 221–245.
139. Hogan K. A., Jakobsson M., Mayer L., Reilly B. T., Jennings A. E., Stoner J. S., Nielsen T., Andresen K. J., Nørmark E., Heirman K. A., Kamla E., Jerram K., Stranne C., Mix A. Glacial sedimentation, fluxes and erosion rates associated with ice retreat in Petermann Fjord and Nares Strait, north-west Greenland. *The Cryosphere*. 2020. Vol. 14. No. 1. P. 261–286.

140. Hyypä E. Beiträge zur Kenntnis der Ladoga- und Ancylustransgressionen. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande. 1943. Vol. 128. No. 15. P. 139–178.
141. Johnson T. C. Sedimentary Processes and Signals of Past Climatic Change in the Large Lakes of the East African Rift Valley. The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the Eastern African Lakes. Newark: Gordon & Breach Pub. Inc., 1996. P. 367–412.
142. Johnson T. C., Carlson T. W., Evans J. E. Contourites in Lake Superior. *Geology*. 1980. No. 8. P. 437–441.
143. Kalm V. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciation. *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. No. 9–10. P. 960–975. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.08.005
144. King L. H., Rokoengen K., Fader G.B.J., Gunleiksrud T. Till-tongue stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*. 1991. Vol. 103. No. 5. P. 637–659.
145. Kirkham J. D., Hogan K. A., Larter R. D., Self E., Games K., Huuse M., Stewart M. A., Ottesen D., Le Heron D. P., Lawrence A., Kane I., Arnold N. S., Dowdeswell J. A. The infill of tunnel valleys in the central North Sea: Implications for sedimentary processes, geohazards, and ice-sheet dynamics. *Marine Geology*. 2024. Vol. 467. P. 107185. DOI: 10.1016/j.margeo.2023.107185
146. Kostrova S. S., Meyer H., Bailey H. L., Ludikova A. V., Gromig R., Kuhn G., Shibaev Yu. A., Kozachek A. V., Ekaykin A. A., Chaplignin B. Holocene hydrological variability of Lake Ladoga, northwest Russia, as inferred from diatom oxygen isotopes. *Boreas*. 2019. Vol. 48. No. 2. P. 361–376. DOI: 10.1111/bor.12385
147. Landmesser C. W., Johnson T. C., Wold R. J. Seismic Reflection Study of Recessional Moraines beneath Lake Superior and Their Relationship to Regional Deglaciation. *Quaternary Research*. 1982. Vol. 17. P. 173–190.
148. Lebas E., Gromig R., Krastel S., Wagner B., Fedorov G., Görtz C., Averages T., Subetto D., Naumenko M., Melles M. Pre-glacial and post-glacial history of the Scandinavian Ice Sheet in NW Russia – Evidence from Lake Ladoga. *Quaternary Science Reviews*. 2021. Vol. 251. 106637. DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106637
149. Lohrberg A., Schneider Von Deimling J., Grob H., Lenz K.-F., Krastel S. Tunnel valleys in the southeastern North Sea: more data, more complexity. *Quaternary Science Journal* 2022. Vol. 71. No. 2. P. 267–274. DOI: 10.5194/egqsj-71-267-2022
150. Long D., Praeg D. Buried Ice-Scours: 2D vs 3D-Seismic Geomorphology. *Glaciated Continental Margins: an Atlas of Acoustic Images*. London: Chapman & Hall, 1997. P. 142–144.

151. Lønne I. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*. 1995. Vol. 98. No. 1–4. P. 13–43. DOI: 10.1016/0037-0738(95)00025-4
152. 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. DOI: 10.1007/s10933-020-00150-0
153. Lundblad E. R., Wright D. J., Miller J., Larkin E. M., Rinehart R., Naar D. F., Donahue B. T., Anderson S. M., Battista T. A Benthic Terrain Classification Scheme for American Samoa. *Marine Geodesy*. 2006. Vol. 29. No. 2. P. 89–111. DOI: 10.1080/01490410600738021
154. Lundqvist J. Morphogenetic Classification of Glaciofluvial Deposits. *Sveriges geologiska undersökning*. 1979. Vol. 73. No. 8. P. 1–72.
155. Lunkka J. P., Palmu J., Seppänen A. Deglaciation dynamics of the Scandinavian Ice Sheet in the Salpausselkä zone, southern Finland. *Boreas*. 2021. Vol. 50. No. 2. P. 404–418. DOI: 10.1111/bor.12502
156. MacLean B. Iceberg Turbate on Southeastern Baffin Island Shelf, Canada. *Glaciated Continental Margins: an Atlas of Acoustic Images*. London: Chapman & Hall, 1997. P. 144–146.
157. Malachovskij D. B., Delusin I. V., Gej N. A., Dginoridze R. N. Evidence from the Neva River Valley, Russia, of the Holocene history of Lake Ladoga. *Fennia*. 1996. Vol. 174. No. 1. P. 113–123.
158. Markov K., Krasnov I. A geochronological study of varve sediments in the North-Western region of the USSR. *Bulletin de la Commission pour L'Étude du Quaternaire*. 1930. No. 2. P. 27–52.
159. Melles M., Svendes J. I., Fedorov G., Wagner B. Northern Eurasian lakes – late Quaternary glaciation and climate history – introduction. *Boreas*. 2019. Vol. 48. No. 2. P. 269–272. DOI: 10.1111/bor.12395
160. Naumenko M. A. Lake Ladoga Digital Bathymetric Models: Development Approaches and Insight for Limnological Investigations. *Limnological Review*. 2020. Vol. 20. No. 2. P. 65–80. DOI: 10.2478/limre-2020-0008
161. Rainio H., Saarnisto M., Ekman I. Younger Dryas end moraines in Finland and NW Russia. *Quaternary International*. 1995. Vol. 28. P. 179–192. DOI: 10.1016/1040-6182(95)00051-J
162. Ramsay W. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. *Fennia*. 1928. Vol. 50. No. 5. P. 1–23.

163. Rasmussen S. O., Bigler M., Blockley S. P., Blunier T., Buchardt S. L., Clausen H. B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S. J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W. Z., Lowe J. J., Pedro J. B., Popp T., Seierstadt I. K., Steffensen J. P., Svendsen A. M., Vallelonga P., Vinther B. M., Walker M. J. C., Wheatley J. J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 106. P. 14–28. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.09.007
164. Rebesco M., Hernández-Molina F.-J., Van Rooij D., Wåhlin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*. 2014. Vol. 352. P. 111–154. DOI: 10.1016/j.margeo.2014.03.011
165. Reimer P.J., Austin A.W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., Van Der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal k BP). *Radiocarbon*. 2020. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. DOI: 10.1017/RDC.2020.41
166. Rekant P., Bauch H. A., Schwenk T., Portnov A., Gusev E., Spiess V., Cherkashov G., Kassens H. Evolution of subsea permafrost landscapes in Arctic Siberia since the Late Pleistocene: a synoptic insight from acoustic data of the Laptev Sea. *Arktos*. 2015. Vol. 1. No. 1. P. 11. DOI: 10.1007/s41063-015-0011-y
167. Rinterknecht V., Hang T., Gorchach A., Kohv M., Kalla K., Kalm V., Subetto D., Bourlès D., Léanni L., Guillou V. The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valdai Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ¹⁰Be. *Quaternary Science Reviews*. 2018. Vol. 200. P. 106–113. DOI: 10.1016/j.quascirev.2018.09.032
168. Rosentau A., Vassiljev J., Hang T., Saarse L., Kalm V. Development of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. *Quaternary International*. 2009. Vol. 206. No. 1–2. P. 16–23. DOI: 10.1016/j.quaint.2008.10.005
169. Rosentau A., Klemann V., Bennike O., Steffen H., Wehr J., Latinović M., Bagge M., Ojala A., Berglund M., Becher G. P., Schoning K., Hansson A., Nielsen L., Clemmensen L. B., Hede M. U., Kroon A., Pejrup M., Sander L., Statteger K., Schwarzer K., Lampe R., Lampe M., Uścińowicz S., Bitinas A., Grudzinska I., Vassiljev J., Nirgi T., Kublitskiy Yu., Subetto D. A

- Holocene relative sea-level database for the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*. 2021. Vol. 266. 107071. DOI: 10.1016/j.quascirev.2021.107071
170. Ruchkin M. V., Nosevich E. S., Sheetov M. V., Brill D. Stratigraphy and OSL chronology of the Middle–Upper Pleistocene sedimentary sequence and vegetation history during Late MIS6–MIS5e in the Neva Lowland (St. Petersburg region, Russia). *Journal of Quaternary Science*. 2024. Vol. 39. No. 5. P. 745–764. DOI: 10.1002/jqs.3618
171. Rybalko A.E., Subetto D.A., Belkina N.A., Strakhovenko V.D., Beliaev P.Yu., Tokarev M.Yu., Savelieva L.A., Potakhin M.S., Orlov A.V., Kublitskiy Yu.A., Aksenov A.O., Korost S.R. Limnogenesis of Large Lakes in the North-West of the Russian Plain // *Limnology and Freshwater Biology*. 2022. No. 4. P. 1559-1561. DOI: 10.31951/2658-3518-2022-A-4-1559
172. Rybalko A. E., Zhuravlyov V. A., Semyonova L. R., Tokarev M. Yu. Development History and Quaternary Deposits of the White Sea Basin. *Sedimentation Processes in the White Sea The Handbook of Environmental Chemistry.* / Ed. A. P. Lisitsyn, L. L. Demina. Cham: Springer International Publishing, 2018. P. 135–163. DOI: 10.1007/698_2018_318
173. 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. DOI: 10.1016/j.quaint.2011.09.005
174. Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. No. 1–4. P. 387–405. DOI: 10.1016/S0921-8181(01)00131-X
175. Saarse L., Heinsalu A., Veski S. Deglaciation chronology of the Pandivere and Palivere ice-marginal zones in Estonia. *GQ*. 2012. Vol. 56. No. 2. P. 353–362. DOI: 10.7306/gq.1027
176. Sapelko T., Pozdnyakov Sh., Kuznetsov D., Ludikova A., Ivanova E., Guseva M., Zazovskaya E. Holocene sedimentation in the central part of Lake Ladoga. *Quaternary International*. 2019. Vol. 524. P. 67–75. DOI: 10.1016/j.quaint.2019.05.028
177. Savelieva L. A., Andreev A. A., Gromig R., Subetto D. A., Fedorov G. B., Wennrich V., Wagner B., Melles M. Vegetation and climate changes in northwestern Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record. *Boreas*. 2019. Vol. 48. No. 2. P. 349–360. DOI: 10.1111/bor.12376
178. *Sequence Stratigraphy* / Ed. D. Emery, K. Myers. Oxford: Blackwell Science LTD, 1996. 297 p.
179. Sexton D. J., Dowdeswell J. A., Solheim A., Elverhøi A. Seismic architecture and sedimentation in northwest Spitsbergen fjords. *Marine Geology*. 1992. Vol. 103. No. 1–3. P. 53–68. DOI: 10.1016/0025-3227(92)90008-6

180. Stow D. A. V., Pudsey C. J., Howe J. A., Faugères J.-C., Viana A. R. Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient series, Seismic and Sedimentary Characteristics. London: Geological Society, 2002.
181. Subetto D. A., Davydova N. N., Sapelko T. V., Khomutova V. I., Wohlfarth B., Björkman L., Solovieva N., Wastegard S., Possnert G. Climate and environment on the Karelian Isthmus, northwestern Russia, 13000-9000 cal. yrs BP. *Boreas*. 2002. Vol. 31. No. 1. P. 1–19. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2002.tb01051.x
182. Subetto D. A., Davydova N. N., Rybalko A. E. Contribution to the lithostratigraphy and history of Lake Ladoga. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. Vol. 140. P. 113–119. DOI: 10.1016/S0031-0182(98)00032-7
183. Subetto D.A., Rybalko A.E., Naumenko M.A., Ludikova A.V., Kuznetsov D.D., Aksenov A.O., Tokarev M.Yu., Kublitskiy Yu.A. The Geology, Geomorphology, and History of Lake Ladoga: a Review // *Doklady Earth Sciences*. 2024. Vol. 519. No. S1. P. S91-S109. DOI: 10.1134/S1028334X24604735
184. Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., 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., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., Stein, R. Late Quaternary Ice Sheet History of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. No. 11–13. P. 1229–1271. DOI: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008
185. Ukkonen P., Lunkka J. P., Jungner H., Donner J. New radiocarbon dates from Finnish mammoths indicating large ice-free areas in Fennoscandia during the Middle Weichselian. *Journal of Quaternary Science*. 1999. Vol. 14. No. 7. P. 711–714. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1417(199912)14:7<711::AID-JQS506>3.0.CO;2-E
186. Vassiljev J., Saarse L. Timing of the Baltic Ice Lake in the Eastern Baltic. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2013. Vol. 85. No. 1. P. 9–18. DOI: 10.17741/bgsf/85.1.001
187. Virtasalo J. J., Ryabchuk D., Kotilainen A. T., Zhamoida V., Grigoriev A., Sivkov V., Dorokhova E. Middle Holocene to present sedimentary environment in the easternmost Gulf of Finland (Baltic Sea) and the birth of the Neva River. *Marine Geology*. 2014. Vol. 350. P. 84–96. DOI: 10.1016/j.margeo.2014.02.003
188. Walbridge S., Slocum N., Pobuda M., Wright D. J. Unified Geomorphological Analysis Workflows with Benthic Terrain Modeler. *Geosciences*. 2018. Vol. 94. No. 8. P. 1–24. DOI: 10.3390/geosciences8030094

189. Warren W. P., Ashley G. M. Origins of the Ice-contact Stratified Ridges (Eskers) of Ireland. *SEPM Journal of Sedimentary Research*. 1994. Vol. Vol. 64A. DOI: 10.1306/D4267DD9-2B26-11D7-8648000102C1865D
190. Weiss A. D. *Topographic positions and landforms analysis*. San Diego, USA, 2001.
191. Zecchin M., Catuneanu O. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*. 2013. Vol. 39. No. 1. P. 1–25. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2012.08.015
192. Zecchin M., Rebesco M., Lucchi R. G., Caffau M., Lantzsch H., Hanebuth T. J. J. Buried iceberg-keel scouring on the southern Spitsbergenbanken, NW Barents Sea. *Marine Geology*. 2016. Vol. 382. P. 68–79. DOI: 10.1016/j.margeo.2016.10.005

Фондовые материалы:

193. Амантов А. В. *Опытно-методические работы по совершенствованию методики картирования дочетвертичных комплексов применительно к пресноводным бассейнам окраины Балтийского щита и составление схематической геологической карты Ладожского озера м-ба 1 : 500 000 (со снятым четвертичным покровом)*. Санкт-Петербург: СЗПГО-ВСЕГЕИ, 1991.
194. Егорова Н. В. *Геологическое строение верхней части разреза Ладожского озера по данным сейсмоакустического профилирования: Выпускная квалификационная работа бакалавра / СПбГУ*. Санкт-Петербург. 2016. 47 с.
195. Шитов М. В. *Голоценовые трансгрессии Ладожского озера*. Дисс. на соиск. уч. ст. к.г.-м.н. Санкт-Петербург: 2007. 203 с.

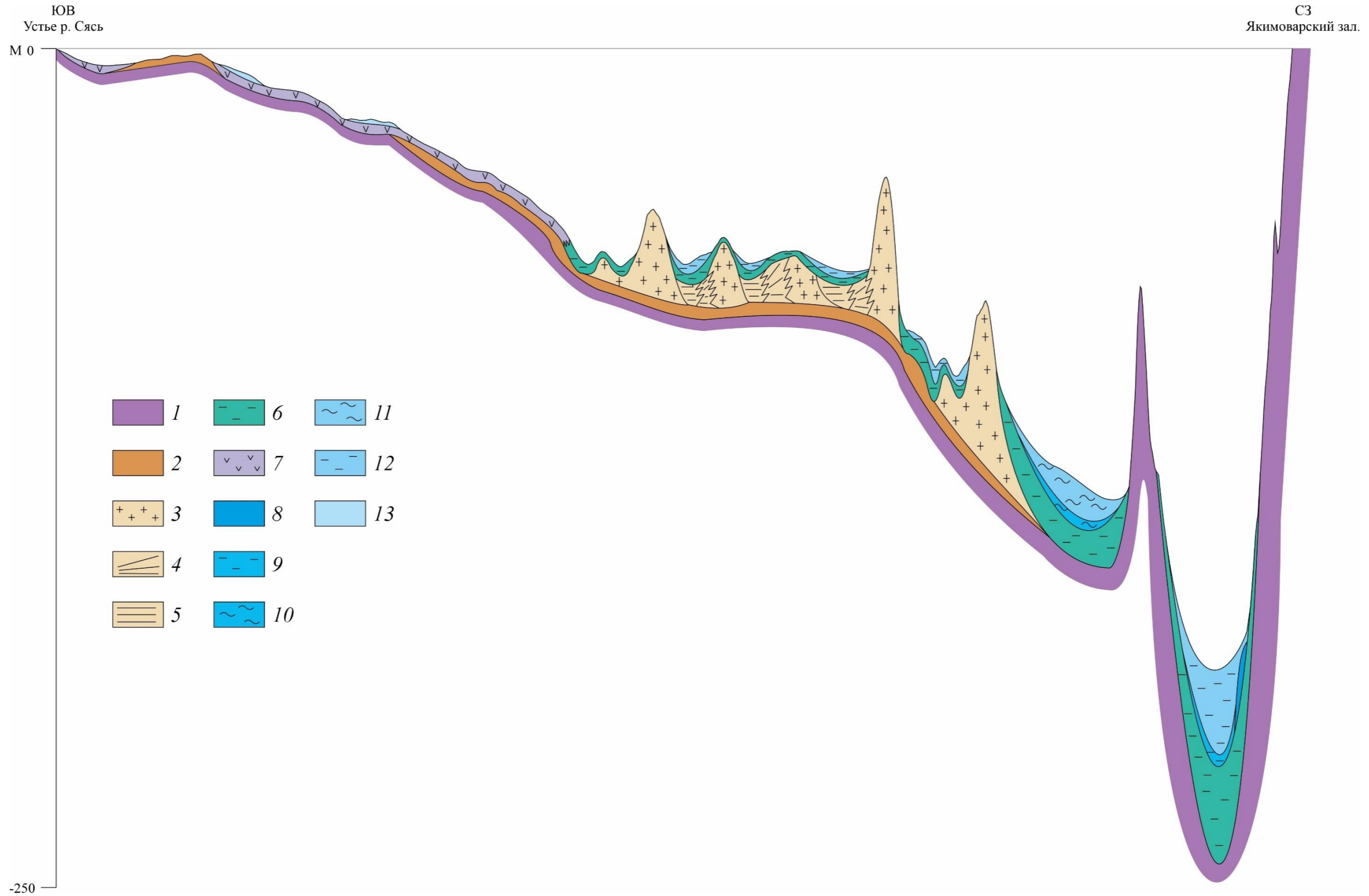
ПРИЛОЖЕНИЕ А

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА D ОТЛОЖЕНИЙ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Толща	Пачка	Фация	Волновая картина			Морфология	Генетическая интерпретация	Возраст	Индекс
			СВР, НСП	ССВР, СУВР	АПр				
D1	D1-1	-	Хаотическая высокоамплитудная		Акустически прозрачная	Холмистая, покровная	Ледниковые основные отложения	Верхний неоплейстоцен	$g_{bn}IIIos$
	D1-2	D1-2a	Акустически прозрачная, хаотическая	Слоистая низкоамплитудная, хаотическая	Акустически прозрачная	Холмистая, покровная облекающая	Ледниковые краевые и абляционные бассейновые отложения, флювиогляциальные отложения	Верхний неоплейстоцен	$g_{k,f}IIIos$
		D1-2b	Наклонно-слоистая низкоамплитудная	Наклонно-слоистая низкоамплитудная	Наклонно-слоистая высокоамплитудная	Клиноформная	Флювиогляциальные отложения конусов выноса	Верхний неоплейстоцен	f_kIIIos
		D1-2c	Параллельная неоднородно-слоистая низкоамплитудная	Параллельно-слоистая высокоамплитудная		Заполняющая	Ледниково-озерные прогляциальные отложения	Верхний неоплейстоцен	$lgIIIos$
D2	D2-1	-	Параллельно-слоистая низкоамплитудная		Параллельно-слоистая высокоамплитудная	Облекающая	Ледниково-озерные отложения перигляциальные (ленточноподобные глины)	Верхний неоплейстоцен	$lgIIIbl^1$
	-	D2a	Акустически прозрачная		Низкоамплитудная хаотическая	Облекающая	Ледниково-озерные отложения перигляциальные, турбированные айсберговым выпаживанием	Верхний неоплейстоцен	$lg_{it}IIIbl$
	D2-2	-	Параллельно-слоистая низкоамплитудная		Параллельно-слоистая низкоамплитудная	Облекающая	Ледниково-озерные отложения перигляциальные (ленточные глины)	Верхний неоплейстоцен	$lgIIIbl^2$
	D2-3	-	Параллельно-слоистая высокоамплитудная			Облекающая	Ледниково-озерные отложения перигляциальные (микрослоистые глины)	Верхний неоплейстоцен	$lgIIIbl^3$
D3	D3-1	-	-	Акустически прозрачная		Линзовидная	Озерные декливиальные и турбидитные отложения	Нижний голоцен	$ld,ltIIIos-H^1$
	D3-2	D3-2a	Низкоамплитудная параллельно-слоистая		Неявнослоистая низкоамплитудная	Облекающая	Озерные отложения (гомогенные глины)	Нижний голоцен	lnH^1
		D3-2b			Параллельно-слоистая низкоамплитудная	Облекающая, заполняющая	Озерные флювиально-нефелоидные отложения	Нижний голоцен	ln,lfH^1
	D3-3	D3-3a	Низкоамплитудная параллельно-слоистая		Крапчатая низкоамплитудная со слабо выраженной слоистостью	Облекающая, заполняющая	Озерные нефелоидные отложения	Средний-верхний голоцен	lnH^{2-3}
		D3-3b			Параллельно-слоистая цикличная среднеамплитудная	Облекающая, заполняющая, линзовидная	Озерные флювиально-нефелоидные отложения	Средний-верхний голоцен	ln,lfH^{2-3}
D3-4	-	-	-	Хаотическая высокоамплитудная	Холмистая	Озерные ундальювиальные отложения	Голоцен	lvH	

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Схема соотношения сеймостратиграфических подразделений сейсмокомплекса D (верхнеплейстоцен-голоценовых отложений)



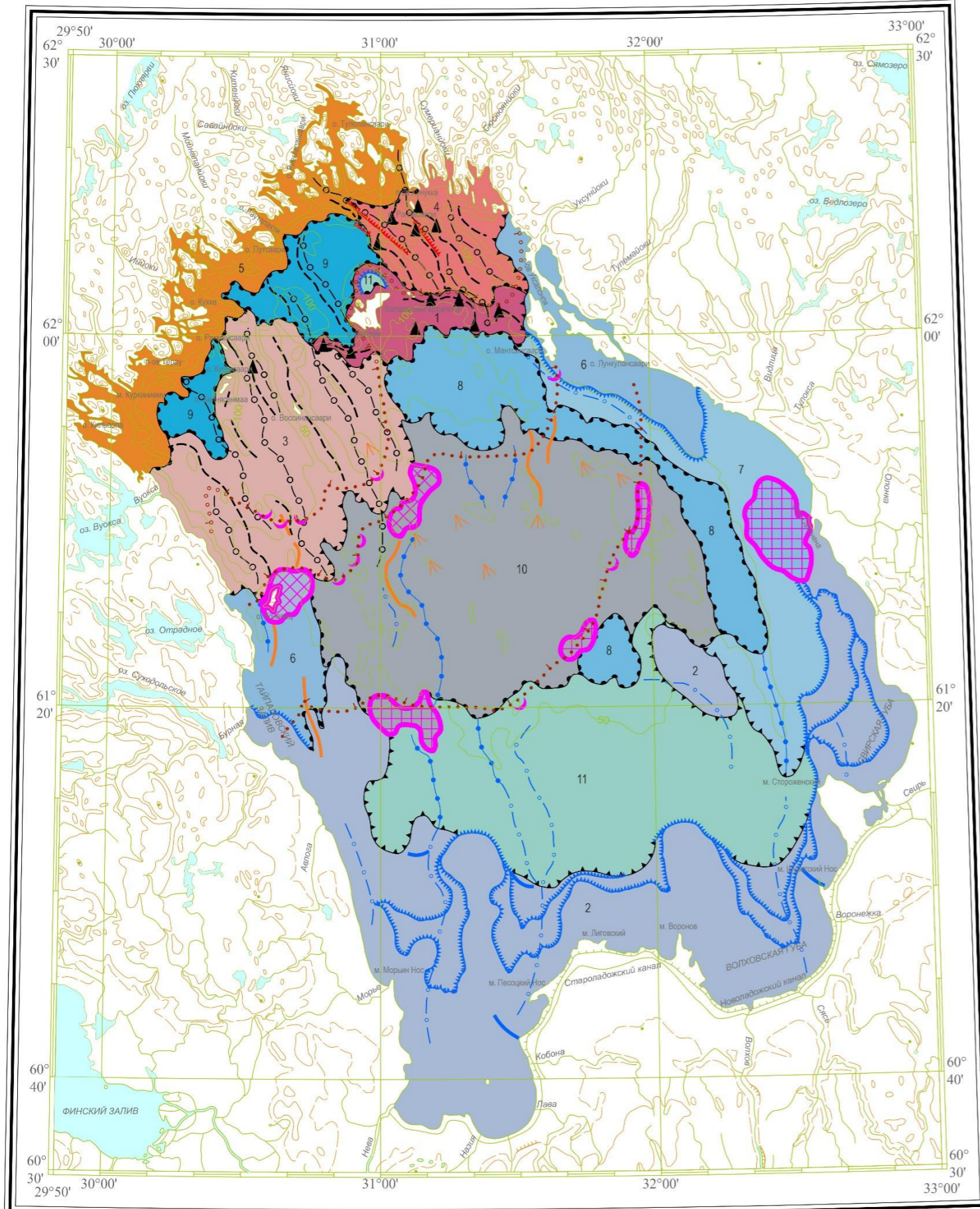
1 – подстилающие сейсмокомплексы; 2 – сеймопачка D1-1 (gbnIIost); 3 – сеймофация D1-2a (gk,fIII ϕ -al); 4 – сеймофация D1-2b (fkIII ϕ -al); 5 – сеймофация D1-2c (lgIII ϕ -al); 6 – сеймотолща D2 (lgIIIb); 7 – сеймофация D2a (lgitIIIb); 8 – сеймопачка D3-1 (ld,ltIII-H1); 9 – сеймофация D3-2a (lnH1); 10 – сеймофация D3-2b (ln,lfH1); 11 – сеймофация D3-3a (lnH2-3); 12 – сеймофация D3-3b (ln,lfH2-3); 13 – сеймофация D3-4 (lvH)

ПРИЛОЖЕНИЕ С

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
Масштаб 1 : 1 000 000

Ладожское озеро

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



- | | | | |
|---|---|--|--|
| ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ | | ФОРМЫ И ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА | |
| Конструктурный | | | Возвышенности, сформированные за счет препарировки интрузивных тел |
| | Грядовые равнины, сформированные за счет препарировки интрузивных тел, на глубинах 0-150 м (Q) | | Тектонические уступы, связанные с разрывами, активными в четвертичное время |
| Озерный | | | Эрозионные долины, частично заполненные флювиально-нефелюидными отложениями |
| | Пологонаклонные террасированные равнины, сформированные абразивными процессами вследствие изменений уровня воды и волновой деятельности, на глубинах 0-20 м (QIII-QH) | | Погребенные эрозионные долины |
| ДЕНУДАЦИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ | | | Абразивные уступы |
| Конструктурный | | | Отдельные краевые ледниковые гряды, выражающиеся в масштабе карты |
| | Грядово-ложбинные линейно расчлененные равнины с озерной нефелюидной аккумуляцией в ложбинах, на глубинах 0-170 м (Q) | | Отдельные краевые ледниковые гряды, не выражающиеся в масштабе карты |
| | Грядово-ложбинные равнины с озерной нефелюидной аккумуляцией в ложбинах, формирующиеся с участием тектонических движений, на глубинах 0-180 м (Q) | | Отдельные краевые ледниковые гряды, сложенные отложениями приледниковых конусов выноса |
| | Фиардово-шхерные линейно расчлененные равнины с озерной нефелюидной аккумуляцией в ложбинах, на глубинах 0-170 м (Q) | | Приледниковые конусы выноса |
| Озерный | | | Озы Де Геера |
| | Волнистые равнины, сформированные ундюлювиальными процессами, на глубинах 0-40 м (QH) | СТРУКТУРНЫЕ ЛИНИИ | |
| АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ | | | Килевые линии |
| Озерный | | | Гребневые линии |
| | Слабонаклонные равнины, сформированные флювиально-нефелюидной и ундюлювиальной аккумуляцией, на глубинах 0-80 м (QH) | | Линии вогнутых перегибов |
| | Пологие равнины, сформированные флювиально-нефелюидной аккумуляцией, на глубинах 50-140 м (QH) | | Линии выпуклых перегибов |
| | Волнистые равнины, сформированные нефелюидной аккумуляцией, на глубинах 90-230 м (QH) | ЭЛЕМЕНТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ | |
| Ледниковый | | Границы осцилляций ледниковых потоков в котловине Ладожского озера | |
| | Грядово-западинные равнины фронтальной дегляциации, перекрытые маломощным комплексом ледниково-озерных и озерных отложений, на глубинах 50-80 м (QIII) | | Достоверные |
| Ледниково-озерный | | | Предполагаемые |
| | Слабонаклонные равнины на глубинах 15-50 м (QIII) | | |